В. Е. ХАИН, М. Г. ЛОМИЗЕ

ГЕОТЕКТОНИКА С ОСНОВАМИ ГЕОДИНАМИКИ

В библиотеку Института
геологических наук
Национальной Академии Наук
Армении
от авторов

В. Е. ХАИН, М. Г. ЛОМИЗЕ

ГЕОТЕКТОНИКА С ОСНОВАМИ ГЕОДИНАМИКИ

Рекомендовано Государственным комитетом Российской Федерации по высшему образованию в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению «Геология», специальности «Геология»

5342

Институт Геологии

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1995

ББК 26.3
Х12
УДК 551.24

Рецензенты:

кафедра общей геологии и геологического картирования
Московской геологоразведочной академии;
доктор геолого-минералогических наук *Л. Э. Левин*

Федеральная программа книгоиздания России

Хаин В. Е., Ломизе М. Г.

Х12 Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. — М.: Изд-во МГУ, 1995 — 480 с.
ISBN 5-211-03063-Х

В учебнике в соответствии с вузовской программой изложены основы геотектоники — науки о движениях и деформации литосферы, ее происхождении и развитии. Книга содержит материал по современным областям высокой тектонической активности, связанной с континентальным и океанским рифтогенезом, а также с движением литосферных плит. Рассмотрены методы геотектоники. Изложены принципы построения тектонических карт.

Для студентов геологических специальностей вузов.

Х $\frac{1804030000(4309000000) - 015}{077(02) - 95}$ 89—94 ББК 26.3

ISBN 5-211-03063-Х

© Хаин В. Е., Ломизе М. Г., 1995 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга основана на лекциях авторов, читаемых на геологическом факультете Московского государственного университета. Она выходит в свет через десять лет после учебника В. Е. Хаина и А. Е. Михайлова «Общая геотектоника». За это время геотектоника заметно продвинулась вперед. Прежде всего это касается теории тектоники литосферных плит, которая получила полное подтверждение и превратилась в общепризнанную основу наук о Земле. В связи с этим в одной из первых глав нашей книги излагаются общие принципы тектоники плит, а в последней главе мы останавливаемся на нерешенных в ее первоначальной версии вопросах. Второе и главное отличие книги отражает успехи в изучении современных тектонических процессов, в том числе глубинных, которые открыли возможность широкого применения актуализма в геотектонике, подобно тому как это давно уже делается в ряде других разделов геологии. Поэтому вслед за вводными главами мы даем новый обширный раздел о современных тектонических процессах, порождаемых ими формациях и структурах, а затем уже на этой основе рассматриваем строение и развитие главных структурных единиц литосферы. С тем же связана и еще одна особенность данной книги — изложение основных понятий геодинамики, нового научного направления, родившегося на стыке тектоники, петрологии, геохимии и геофизики. Таковы существенные отличия предлагаемой книги, которые, смеем надеяться, делают ее более современной и, значит, полезной.

Главы 1—4, 7—18 написал В. Е. Хаин, 5 и 6 — М. Г. Ломизе. Описания кливажа (в гл. 15) и мантийной конвекции (в гл. 18) даны специалистами в этих вопросах В. А. Галкиным и М. А. Гончаровым, которым авторы искренне благодарны.

ЧАСТЬ I

ВВОДНАЯ

ГЛАВА 1

ПРЕДМЕТ, МЕТОДЫ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОТЕКТОНИКИ

1.1. Предмет геотектоники и ее подразделения

Геотектоника — раздел геологии, обособившийся в самостоятельную научную дисциплину в 30-е годы XX в. До этого она составляла главу общей геологии и называлась просто тектоникой. По смыслу двух составляющих ее название греческих слов это наука о строении Земли. Более полная формулировка предмета геотектоники определяет ее как *науку о строении, движениях и деформациях литосферы и ее развитии в связи с развитием Земли в целом.* Литосфера включает земную кору и самую верхнюю, наиболее упругую часть мантии. Под ее *строением (структурой)* подразумевается неравномерное распределение горных пород различного состава, происхождения и условий залегания. Кроме того, термин «структура» применяется в геотектонике нередко и в ином смысле — как сокращение от понятия «структурная форма» (структурный элемент земной коры); примерами таких структурных форм являются антиклинали, сбросы, антиклинории, платформы и т. п. *Движения литосферы* выражаются в перемещении отдельных ее участков в вертикальном (поднятия, опускания) или горизонтальном направлении. Они могут сопровождаться изменениями в условиях залегания, а нередко и во внутренней структуре масс горных пород. Эти изменения называются *тектоническими деформациями,* а конечный результат деформаций составляют новые формы залегания пород, называемые тектоническими *дислокациями,* или *нарушениями;* к ним относятся антиклинали, сбросы, своды, впадины и т. п. Дислокации разделяются на *пликативные (складчатые), дизъюнктивные (разрывные) и инъективные.*

Главные источники тектонических движений и деформаций лежат не в самой литосфере, а в более глубоких недрах Земли и прежде всего в непосредственно подстилающем литосферу более пластичном и подвижном слое верхней мантии — *астеносфере.* В связи с этим литосферу и астеносферу нередко объединяют в одно понятие *тектоносферы* (или тектосферы) как главной области проявления тектонических процессов. Однако современные данные показывают, что основные источники тектонических движений и деформаций лежат еще глубже, что в них вовлечена вся мантия

вплоть до пограничного слоя с жидким ядром Земли. Вот почему в настоящее время область интересов геотектоники не может ограничиваться литосферой и тем более только земной корой и распространяется на Землю в целом. Необходимо, однако, учитывать, что геотектоника является лишь разделом геологии, а собственно геологические методы исследования — геологическое картирование и бурение — позволяют непосредственно изучать лишь земную кору и самую верхнюю часть мантии; более глубокое проникновение в недра Земли — это уже удел геофизики. Отсюда и предложенное выше несколько ограниченное определение геотектоники.

В последние десятилетия в науках о Земле возникла и получила бурное развитие новая научная дисциплина — *геодинамика*. Эта наука ставит своей задачей, как и следует из ее названия, установление и исследование сил, действие которых и порождает процессы, изменяющие состав и строение оболочек твердой Земли, в том числе не только тектонические, но и сейсмические, магматические и метаморфические. В отличие от геотектоники она использует данные всех трех основных наук о Земле — геологии, геофизики и геохимии и является, таким образом, синтезирующей дисциплиной. Основной метод этой науки — моделирование: математическое и физическое.

Сама геотектоника, будучи разделом геологии, состоит из нескольких разделов, могущих одновременно рассматриваться и как самостоятельные дисциплины. Первый из них — *морфологическая геотектоника*, чаще называемая *структурной геологией* или просто тектоникой. Это исторически наиболее ранняя часть геотектоники, появившаяся еще в 20—30-е годы и сформировавшаяся в 80—90-е годы XIX в. Она включает выделение основных типов тектонических дислокаций мелкого и среднего масштаба размером до десятков — первых сотен километров, таких как антиклинали и синклинали, сбросы и флексуры, грабены и горсты, антиклинории и синклинории и т. п. Выделение тектонических единиц более крупных, континентального и глобального масштаба — подвижных поясов, геосинклиналей, платформ, океанов, континентов — наметилось в последней четверти XIX в. и сформировалось уже в XX в., приведя к перерастанию тектоники в *гео*тектонику и к превращению собственно тектоники, или структурной геологии, в один из ее разделов. По существующей в нашей стране практике структурная геология преподается вместе с геологическим картированием, а в курс геотектоники специальное рассмотрение морфологии структур мелкого и среднего масштаба уже не входит; речь может идти о происхождении дислокаций этого класса. В данной книге мы следуем этой традиции.

Другой раздел геотектоники составляет *региональная геотектоника*. Она занимается выделением и характеризацией установленных в структурной геологии типов тектонических структур на площади того или иного региона, страны, континента, океана, наконец, всего земного шара. В учебных программах наших вузов региональная геотектоника территории страны обычно входит в

курс ее региональной геологии, поскольку региональная геотектоника есть часть региональной геологии, а курс региональной геотектоники зарубежных стран и океанов читается отдельно. Поэтому материал по региональной геотектонике в данную книгу не включен.

Третий раздел геотектоники — это *историческая геотектоника.* Ее задача состоит в выделении основных этапов и стадий развития структуры литосферы как в глобальном, так и в региональном масштабе. Историческая геотектоника — органический составной элемент исторической геологии, и относящийся к ней материал включается в курс последней. Мы отводим одну главу основным этапам эволюции структуры литосферы, поскольку это важно для понимания общих закономерностей эволюции Земли.

В особый подраздел исторической геотектоники выделилась *неотектоника,* рассматривающая последний этап развития литосферы — олигоцен-четвертичный. Причиной такого обособления явилась специфичность как самого этапа, так и методов его изучения.

Свою специфику имеет и изучение современных движений, поскольку к ним применимы различные инструментальные методы. Это дает основание выделить еще одно научное направление — *актуотектонику.*

Четвертый раздел геотектоники включает рассмотрение закономерностей проявления тектонических движений и деформаций, особенностей развития и условий формирования крупных структурных элементов литосферы, а также, как упоминалось выше, более мелких тектонических дислокаций — складчатости, разрывных нарушений и др. Раскрытию механизма различных тектонических деформаций способствуют *экспериментальная тектоника* — физическое моделирование различных типов тектонических структур — и *тектонофизика,* включающая как физическое, так и математическое их моделирование. В решении наиболее общих вопросов — причин тектонических движений и деформаций и развития структуры литосферы в целом — геотектоника смыкается с *геодинамикой,* поскольку именно последняя изучает силы, действующие в масштабе всего земного шара. Именно весь очерченный круг вопросов и составляет основное содержание предлагаемой книги.

Наряду с тем, что геотектоника составляет как бы теоретическую сердцевину всей геологии (поэтому ее иногда называют «философией геологии»), она имеет немалое прикладное значение, которое выражается в трех аспектах. Во-первых, в связи с поисками месторождений различных полезных ископаемых, как рудных, так и нерудных и горючих, поскольку тектонические условия и особенности тектонического развития являются одним из главных факторов, контролирующих размещение их залежей. Значительную роль при этом играет составление *тектонических карт,* являющихся обычно основой для анализа размещения уже обнаруженных скоплений полезных ископаемых и прогноза распространения еще не открытых залежей или целых бассейнов, в частности неф-

тегазоносных. Но тектонические карты имеют не только прикладное, но и большое теоретическое значение, поскольку в них находят отражение и структура земной коры, и в определенной степени история формирования этой структуры. Следовательно, *тектоническая картография* также составляет важный раздел геотектоники.

Во-вторых, данные изучения новейших и особенно современных движений и сейсмичности подлежат обязательному учету при строительстве крупных сооружений, в особенности атомных и гидроэлектростанций.

В-третьих, данные неотектоники и актуотектоники имеют первостепенное значение при оценке сейсмической опасности, при составлении карт сейсмического районирования и прогноза землетрясений. Исследование связи сейсмичности с тектоническими структурами и движениями составляет предмет особой науки — *сейсмотектоники.*

1.2. Методы геотектоники

Как и любая другая самостоятельная научная дисциплина, геотектоника использует свои особые методы исследования и наряду с этим общенаучные методы и методы, заимствованные из смежных наук. К собственно тектоническим методам относятся следующие.

Структурный анализ заключается в изучении взаимного расположения в трехмерном пространстве тектонических нарушений: складок, разрывов со смещением, трещин, внедрений магматических или пластичных осадочных (соли, глины) пород, а также ориентировки минералов в метаморфических породах. Соответствующие данные получают в процессе геологического картирования, бурения, проведения горных выработок, шахт, штолен и др. Они наносятся на карты и используются для построения профилей, блок-диаграмм и других графических документов, например роз-диаграмм трещиноватости, ориентировки зерен минералов и т. п. Это дает возможность восстановить *поля напряжений,* вызвавших образование тех или иных форм тектонических нарушений, и (или) выяснить последовательность образования последних.

Структурный анализ может выполняться в различном масштабе — от изучения ориентировки минералов, в частности кварца, в шлифах горных пород с нанесением полученных замеров на специальные стереографические сетки и их статистической обработкой *(микро-* или *петроструктурный анализ)* до *детального структурного анализа* отдельных участков, в частности рудных полей, *регионального структурного анализа* и вплоть *до глобального структурного анализа* в масштабе всей планеты. Большое значение при региональном и глобальном структурном анализах приобрело использование снимков земной поверхности, сделанных из космоса, — космоснимков. На них, в частности, проявляются типы

тектонических структур, обычно пропускаемые при геологической съемке, — кольцевые структуры и линеаменты.

Метод сравнительной тектоники представляет разновидность общенаучного сравнительно-исторического метода и применяется в двух аспектах. В первом из них проводится сравнение параметров и других характеристик однотипных или родственных структур в целях выявления наиболее общих для них показателей, а также различий, по которым отдельные типы могут быть разделены на подтипы, например платформы на древние и молодые. Во втором аспекте проводится сравнение родственных типов структур в целях установления их эволюционной последовательности, например океаны — геосинклинали — орогены — платформы. К данному методу примыкает *метод аналогий,* позволяющий прогнозировать особенности малоизученного представителя того или иного типа структур по лучше изученным структурам того же типа.

Геодезические методы используются для изучения современных движений и деформаций. В них все шире применяется лазерная техника. Особенно следует подчеркнуть огромное принципиальное значение методов космической геодезии для выявления перемещения литосферных плит в современную эпоху, а также структурно-геоморфологических элементов ложа океанов.

Геоморфологические методы применяются при исследовании новейших движений, деформаций и порожденных ими структур. Они находят непосредственное отражение в современном рельефе, который в основном создан новейшими движениями и деформациями и обычно не полностью изменен процессами денудации и аккумуляции. Последнее относится в особенности к структурам океанского ложа, что и позволило применить к ним наименования, взятые из геоморфологии, — хребты, котловины, желоба и др.

Анализ фаций и мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных отложений — один из основных методов палеотектонического анализа. *Анализ фаций* применяется в двух измерениях — по площади и по разрезу. В первом случае составляются карты фаций для определения интервалов стратиграфического разреза или моментов геологического времени. Эти карты по распространению осадков данного возраста позволяют судить о расположении областей размыва и поднятия, с одной стороны, и накопления осадков, т. е. погружения, — с другой. Распределение осадков различного типа, например крупно- и тонкообломочных, позволяет установить направление увеличения глубин бассейна, т. е. нарастания погружения. Смещение в плане полос развития одинаковых (изопических) фаций, разделенных линиями сдвигов или надвигов, дает возможность определить амплитуды горизонтальных смещений вдоль этих разрывов.

Анализ фаций применяется также в аспекте сравнения фаций, сменяющих друг друга в стратиграфическом разрезе какого-либо района, например в разрезе скважины. Такая смена фаций по вертикали обычно интерпретируется как отражение колебаний глу-

бины бассейна, но подобная интерпретация нередко оказывается упрощенной или даже неверной (см. гл. 9).

Анализ мощностей, их изменения по площади дают количественное представление о размере тектонического прогибания в областях накопления осадков и подводных вулканитов, в случае мелководных образований достаточно точное. Совместный анализ фаций и мощностей гарантирует от ошибок при интерпретации зон больших и малых мощностей, а также при необходимости отличать области первичного неотложения осадков от областей их вторичного размыва.

Объемный метод представляет развитие предыдущего и основан на измерении по картам фаций и мощностей объемов осадков и вулканитов разных типов. Это позволяет дать количественную оценку погружениям и косвенно поднятиям, оценить изменения в интенсивности вулканизма и полнее охарактеризовать развитие этих процессов во времени.

Анализ формаций имеет существенное значение для тектонического районирования, для определения тектонического режима, т. е. характера тектонических движений в данном районе и в определенное время, поскольку формации — крупные комплексы горных пород, образованные в определенных тектонических условиях. В последнее время понятие формации в этом смысле вытесняется понятием *литодинамических* (или литогеодинамических) комплексов, под которыми понимаются комплексы горных пород, характерные для определенных геодинамических обстановок, например гранитные батолиты для орогенов или глауконитовые пески для платформ.

Анализ перерывов и несогласий — старейший метод палеотектонического анализа, существенно развитый в дальнейшем. Изучение перерывов и несогласий в разрезе конкретного региона позволяет расшифровать последовательность проявления в его пределах погружений и поднятий, а также тектонических деформаций, в частности складкообразования. Однако, как мы увидим дальше, ранее общепринятая трактовка этих явлений (перерыв — поднятие и осушение, угловое несогласие — фаза сжатия) оказалась упрощенной и поэтому нередко ошибочной.

Другой аспект применения метода анализа перерывов и несогласий заключается в составлении *палеогеологических карт* доперерывных поверхностей. Такие карты, впервые составленные в 40-е годы нашего века, обычно изображают структуру определенного региона, сложившуюся к началу нового этапа тектонического развития. Серия палеогеологических карт позволяет восстановить историю формирования наблюдаемой структуры данного региона.

Выяснению происхождения тектонических структур различного типа может способствовать кроме структурного анализа с восстановлением древних полей напряжения *физическое и математическое моделирование.* Начало физического моделирования, т. е. экспериментального воспроизведения уменьшенных моделей тектонических структур, восходит еще к началу прошлого века. Но

на прочную научную основу этот метод стал лишь в середине XX в., когда моделирование начало ставиться с учетом *критерия подобия,* обязывающего использовать для эксперимента не горные породы, а другие материалы, обладающие такими физическими (реологическими, т. е. вязкостными) свойствами, чтобы они компенсировали краткость времени эксперимента и малые размеры моделей по сравнению с реальным временем формирования структур и их реальными размерами. Однако это не исключает эксперименты по изучению поведения реальных минералов и горных пород при высоких температурах и (или) давлениях. В нашей стране работы по экспериментальной тектонике успешно ведутся в Москве (МГУ, ИФЗ РАН), где они были организованы В. В. Белоусовым, Новосибирске (ИГГ СО РАН), а за рубежом — в Уппсале, Швеция (Г. Рамберг).

Таковы основные методы современной геотектоники. Одна группа методов — структурные — направлена на изучение современной структуры земной коры и литосферы в целом; к ним относятся структурный анализ и его разновидности. Вторая группа методов — исторические — занимается изучением истории тектонических движений и деформаций и общего развития земной коры; таковы геодезические и геоморфологические методы изучения современных и новейших движений — неотектонический анализ, методы анализа фаций, мощностей, объема отложений, формаций, литодинамических комплексов, перерывов и несогласий — палеотектонический анализ. Третья группа методов — методы сравнительной тектоники, физического (эксперимент) и математического моделирования, отчасти структурный — предназначена для раскрытия происхождения тектонических структур.

Следует особо подчеркнуть то значение, которое в последние десятилетия приобрело для геотектоники широкое применение *метода актуализма,* вернее актуалистического подхода, ранее оправдавшего себя в других отраслях геологии. До этого периода применение актуализма в геотектонике сдерживало то объективное обстоятельство, что структуры подвижных поясов зарождались и значительную часть истории своего развития проходили в морской и даже океанской обстановке. Между тем строение ложа океанов и морей оставалось крайне слабоизученным и не давало достаточного материала для сравнения с обстановками формирования и развития древних структур. Положение стало быстро меняться лишь начиная с 50—60-х годов нашего века, когда развернулись широкие исследования в области геологии и геофизики океанов и морей, и в настоящее время актуалистический подход занял в геотектонике ведущее место, что авторы и постарались отразить в самом построении данной книги, предпослав характеристике развития древних структур описание их современных аналогов.

Помимо собственных методов геотектоника широко опирается на данные смежных наук о Земле и прежде всего на данные геофизики, без которых невозможно получить объемное представле-

ние о строении земной коры и литосферы, а тем более тектоносферы и планеты в целом. Ведущее положение среди геофизических методов с точки зрения геотектоники приобрели сейсмические методы; их значение стремительно возрастает и уже стало сравнимым со значением собственно геологических методов. Но достаточно велика роль и других геофизических методов: магнитометрии, гравиметрии, геотермии, магнитотеллурических зондирований.

Существенное значение для геотектоники приобрели и геохимические методы в широком их понимании, включая петрохимию, изотопную геохимию и др. Так, состав магматических пород оказался ценнейшим индикатором геодинамических и, в частности, тектонических обстановок и режимов. Тесные связи с геотектоникой наук о веществе горных пород — петрологии магматических и метаморфических пород, седиментологии и литологии — получили отражение в учении о формациях и литодинамических комплексах. Не менее тесны они и в отношении геоморфологии и палеогеографии. Причем здесь всюду действует принцип обратных связей: с одной стороны, геотектоника использует фактический материал этих наук и, с другой стороны, помогает им в истолковании процессов и явлений, которые составляют область их интересов. То же касается и наук, изучающих полезные ископаемые. Многие из них служат ценными показателями тектонических и геодинамических обстановок, например, алмазоносные кимберлиты, характерные для древних платформ, сульфидные руды полиметаллов типа Куроко — для вулканических островных дуг и т. п.

1.3. Основные этапы развития геотектоники

Хотя термин «геотектоника» имеет более чем столетнюю давность (он предложен немецким геологом К. Науманном в 1860 г.), геотектоника — сравнительно молодая наука, поскольку она лишь во второй четверти XX в. обособилась в самостоятельную научную и учебную дисциплину, являясь до этого лишь разделом динамической геологии. Однако становлению геотектоники предшествовала довольно длительная предыстория.

Первый этап (вторая половина XVII — первая половина XVIII в). Первые представления о подвижности земной коры и связанных с ней изменениях земной поверхности возникли уже у древних греков и римлян. В античное время наметились и два основных направления в объяснении тектонических движений — нептунистическое, придававшее главную роль экзогенным процессам, в первую очередь растворяющему действию воды, и плутоническое, считавшее первоисточником движений действие внутренних сил Земли, в особенности подъем магматических расплавов. Однако идеи мыслителей античного мира не получили развития и были надолго забыты, вплоть до эпохи Возрождения.

В 1669 г. итальянский ученый датского происхождения Н. Стено (Стенон) сформулировал положения, закладывающие основы

тектоники: 1) осадочные породы первоначально накапливаются горизонтальными слоями; их наклонное или изогнутое залегание является результатом последующих нарушений; 2) если на наклонном слое залегает слой горизонтальный (или более слабонаклоненный), это значит, что наклон первого слоя произошел до отложения второго; 3) горы не представляют постоянной величины. Причину тектонических нарушений Н. Стено усматривал в оседании и обрушении пластов над подземными пустотами.

Крупнейшие естествоиспытатели XVII в. Р. Декарт и Г. Лейбниц попытались впервые представить нашу планету как развивающуюся и имеющую продолжительную и сложную историю. Они полагали, что Земля первоначально была расплавленной, а затем стала остывать и покрылась твердой корой. Сгущение паров, окутывавших расплавленную Землю, создало Мировой океан (Г. Лейбниц), а уход вод в подземные пустоты, сохранившиеся под корой, привел к образованию суши, включая горы. Идеи Р. Декарта и Г. Лейбница были развиты в XVIII в. французским натуралистом Ж. Бюффоном, а более правильные представления о причинах движений и деформаций земной коры были высказаны англичанином Р. Гуком, итальянцем А. Л. Моро и Г. В. Рихманом — адъюнктом Петербургской академии наук; первый связывал их с землетрясениями, два других — с деятельностью вулканов; все трое, таким образом, являлись последователями древнегреческих плутонистов.

Второй этап (вторая половина XVIII в. — первая четверть XIX в.). На этом этапе возникает научная геология. Один из ее основоположников — немец А. Г. Вернер — еще стоял на позициях нептунизма, рассматривая наклонное залегание пластов либо как первичное, либо как связанное с провалом в подземные пустоты. Несмотря на эти серьезные заблуждения, некоторые нептунисты (русский академик П. С. Паллас, швейцарец Г. Б. де Соссюр) правильно подметили зональное строение горных сооружений, с залеганием гранитов в осевой части и наклоном осадочных толщ в обе стороны от оси, постепенно уменьшающимся к периферии.

Совершенно иные взгляды были высказаны М. В. Ломоносовым и затем шотландцем Дж. Хаттоном (Геттоном). М. В. Ломоносов признавал ведущую роль в образовании гор за эндогенными процессами («подземный жар») [1], подчеркивал сопряженность поднятий и опусканий, сделал первую попытку выделить среди движений земной коры несколько типов, в частности более быстрые и более медленные. Дж. Хаттон уже связывает с проявлениями «подземного жара» вулканическую деятельность и магматизм вообще, считая главным типом движений земной коры вертикальные движения. Взгляды М. В. Ломоносова и Дж. Хаттона получили дальнейшее развитие в работах немецких ученых А. Гумбольдта и Л. Буха и оформились в виде первой научной тектонической

[1] Одновременно он все же указывал, вслед за предшественниками, и на обрушение слоев в подземные пустоты.

гипотезы — гипотезы поднятия, которая в первой четверти XIX в. вытеснила нептунистические взгляды А. Вернера и его последователей. С развитием геологического картирования на основе биостратиграфии во второй четверти XIX в. появляются систематики складчатых нарушений, описываются не только складки, но и надвиги. При этом складчатость объясняется оттеснением слоев со сводов поднятий поднимающейся магмой (Б. Штудер). Складко- и горообразование, а также тесно связанный с ними по гипотезе поднятия вулканизм считаются происходящими повсеместно одновременно в виде катастроф всемирного значения. Эти катастрофистские воззрения были постепенно преодолены с появлением знаменитого труда Ч. Лайеля «Основы геологии» (1830).

Третий этап (вторая половина XIX в.). Этот этап знаменуется прежде всего отказом от гипотезы поднятия и заменой ее гипотезой контракции (французский ученый Л. Эли де Бомон, 1832—1852), основывавшейся на космогонической гипотезе Канта—Лапласа, т. е. на представлении об охлаждении земного шара и приспособлении земной коры путем ее смятия к сокращающемуся объему Земли. Гипотеза контракции лучше объясняла происхождение складчатых горных систем, особенно после того, как было выяснено, что они рождаются в пределах особых зон — геосинклиналей. Учение о геосинклиналях зародилось в Америке (Дж. Холл, 1859; Дж. Дэна, 1873), но затем получило распространение и в Европе.

Французский геолог Э. Ог (1900) противопоставил геосинклиналям устойчивые континентальные площади, затем получившие название платформ. Но решающий вклад в развитие учения о платформах был внесен русскими геологами, начиная с А. П. Карпинского и А. П. Павлова. К этому же этапу относится возникновение учения об изостазии (англичане Дж. Эри и Дж. Пратт, американец К. Деттон — автор термина).

Естественным завершением данного этапа явилось создание австрийским ученым Э. Зюссом фундаментального труда «Лик Земли» (1885—1909), в котором впервые, причем на основе гипотезы контракции было дано описание тектонического строения всей поверхности земного шара. В эти же годы французский геолог М. Бертран (1887) указал, что складчатые зоны континентов имеют разный возраст и принадлежат четырем основным эпохам горообразования — гуронской (докембрийской), каледонской, герцинской и альпийской.

Четвертый этап (первая половина XX в.). Рубеж XIX и XX вв. отмечен в геотектонике кризисом контракционной гипотезы, подорванной в своих астрономических (замена «горячей» космогонии Канта—Лапласа «холодной»), физических (открытие естественной радиоактивности с выводом о разогреве Земли) и геологических (открытие шарьяжей, требовавших очень значительного сокращения объема Земли за короткий срок) основах. Вместо контракционной гипотезы в начале века был выдвинут ряд других — подкоровых течений (О. Ампферер, 1906), пульсирующей (В. Бу-

хер, 1933; М. А. Усов, 1939; В. А. Обручев, 1940) и даже расширяющейся (Б. Линдеман, 1927; О. Хильгенберг, 1933; М. М. Тетяев, 1934) Земли. Наиболее радикально отличной от всех этих гипотез явилась гипотеза перемещения материков (Ф. Тейлор, 1910; А. Вегенер, 1912), положившая начало новому направлению в геотектонике — *мобилизму,* допускающему крупные горизонтальные перемещения континентальных масс, в противоположность *фиксизму,* принимающему их фиксированное положение относительно подстилающей мантии. Но наибольший успех в 30—50-е годы выпал на долю концепций, возродивших представления сторонников гипотезы поднятия о ведущем значении вертикальных, особенно восходящих, движений в развитии земной коры и связавших эти движения с подъемом магмы, являющейся продуктом глубинной дифференциации вещества мантии Земли под влиянием разогрева радиогенным теплом (В. В. Белоусов, 1944 и позднее; голландский ученый Р. В. ван Беммелен, 1933 и позднее).

Одновременно на этом этапе продолжали разрабатываться более конкретные разделы геотектоники, в частности учение о геосинклиналях и платформах, в чем активное участие приняли русские геологи (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Белоусов, А. В. Пейве, А. Л. Яншин, А. А. Богданов, М. В. Муратов и др.), а из зарубежных — прежде всего Г. Штилле, Дж. М. Кэй, Ж. Обуэн. В России возникло учение о глубинных разломах (А. В. Пейве, 1945); обособились в виде отдельных самостоятельных направлений неотектоника (В. А. Обручев, 1948; Н. И. Николаев, 1949; С. С. Шульц, 1948), сейсмотектоника (И. Е. Губин, 1950); широкое применение в геотектонике нашел формационный анализ (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, Н. Б. Вассоевич и др.); началось интенсивное изучение современных движений (Ю. А. Мещеряков и др.).

В 30—40-е годы появились первые учебные руководства, сначала по структурной геологии (Б. и Р. Уиллисы, Ч. Лизс, М. А. Усов), а затем по геотектонике (М. М. Тетяев, В. В. Белоусов). Преподавание курса геотектоники было начато в 30-е годы в Ленинградском горном (М. М. Тетяев) и Московском геологоразведочном (Е. В. Милановский) институтах.

Пятый этап (с 60-х годов XX в.). К середине 50-х годов благодаря успехам научно-технической революции на вооружение геологов, геофизиков и геохимиков поступили новые приборы, расширившие возможности познания строения и развития земной коры и тектоносферы в целом. Началось интенсивное изучение ложа океанов, приведшее к установлению коренных отличий океанской коры от континентальной, к открытию мировой системы срединно-океанских хребтов, к обнаружению увеличения мощности осадков от хребтов к периферии океанов и др. Геофизики подтвердили существование в верхней мантии ослабленного слоя — астеносферы, открыли явления остаточной намагниченности горных пород (палеомагнетизм), периодической инверсии магнитного поля Земли, линейные магнитные аномалии в океанах. Все эти и другие откры-

тия показали недостаточность фиксистских концепций тектогенеза, особенно в части происхождения океанов, и обусловили неожиданный возврат к мобилизму в новой форме, получившей название тектоники литосферных плит (1962—1968). В итоге современное развитие геотектоники, а также других наук о Земле проходит под знаком господства идей *неомобилизма*.

К этому же этапу относятся такие важные достижения, как успехи в радиометрическом датировании горных пород, позволившие распространить историческую геотектонику на докембрий и выявить общие тенденции в развитии земной коры и литосферы; все более широкое применение результатов съемок поверхности Земли из космоса, не только указавших на большую роль в строении земной коры кольцевых структур разного масштаба и линеаментов, но подтвердивших также реальность взаимных горизонтальных перемещений литосферных плит и уточнивших рельеф, а следовательно, и структуру ложа океанов; огромный прогресс сейсмических методов с применением сейсмической стратиграфии для освещения строения осадочного чехла континентов и океанов, сейсмики отраженных волн для выявления тонкой структуры коры складчато-покровных горных сооружений и фундамента платформ, глубинного сейсмического зондирования для определения строения земной коры и верхов мантии, сейсмической томографии для «просвечивания» мантийных глубин планеты вплоть до ее ядра; отметим далее не менее важные результаты глубоководного океанского и сверхглубинного континентального бурения и успехи геохимии изотопов, а также редких и рассеянных элементов, существенно способствующих решению ряда задач геодинамики и геотектоники.

Вместе со сменой фиксистской парадигмы мобилистской в форме тектоники плит все это позволяет говорить, что в развитии геотектоники, как и геологии в целом, в начале 60-х годов произошел настоящий революционный скачок. Он выразился и в резком усилении научных исследований по новым направлениям науки.

Эти исследования, с одной стороны, подтвердили основные принципы и положения тектоники плит, показав, что ее можно с полным основанием считать первой в истории геотектоники научной теорией, а не просто очередной гипотезой, но, с другой стороны, указали на определенную ограниченность, чрезмерную упрощенность, жесткость и недостаточность первоначально сформулированных постулатов этой теории. Поэтому, принимая в данной книге концепцию тектоники плит в ее классической форме и с минимальными поправками за основу изложения всего материала, в заключительной главе мы стремились отразить современное ее состояние и отметить нерешенные ею вопросы.

ГЛАВА 2

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНОСФЕРЕ

Как уже отмечалось в главе 1, в понятие тектоносферы включают литосферу и астеносферу, т. е. земную кору и верхнюю мантию (до некоторой глубины). В данной главе мы рассмотрим главные черты строения тектоносферы — основной арены тектонических процессов.

2.1. Источники сведений о составе и строении тектоносферы

Существуют две главные группы методов изучения состава и строения земной коры и верхней мантии — геологические и геофизические. К геологическим относятся прежде всего полевые наблюдения. Они дают возможность непосредственно познакомиться на суше с породами верхней мантии и в немногих районах (Канадский и Западно-Австралийский щиты, Итальянские Альпы — зона Ивреа и некоторые другие) и нижней континентальной коры. В океанах, где земная кора много тоньше, чем на континентах, вдоль разломов она нередко обнажается полностью и из-под нее выступают породы верхней мантии. Они здесь доступны для драгирования (взятия образцов драгами), а также для прямых наблюдений с подводных обитаемых аппаратов. На суше известны древние аналоги океанской коры и верхов мантии — это так называемые офиолиты, выступающие на поверхность во внутренних зонах большинства складчатых систем. По ним мы можем судить об океанской коре геологического прошлого и частично о верхней мантии.

Ценные данные о составе нижних горизонтов коры и особенно верхней мантии дает изучение ксенолитов в базальтах континентов и океанских островов, а также включений в алмазоносных кимберлитах, поступающих с глубин до 150 км. Именно в последних были обнаружены такие минералы сверхвысоких давлений, как сам алмаз, а также коэсит и ступоверит.

Научные сведения о составе и особенно физическом состоянии континентальной коры на больших глубинах дало бурение Кольской сверхглубокой скважины, достигшей глубины 12 261 м. В настоящее время по примеру начатого в нашей стране сверхглубинного континентального бурения аналогичная скважина бурится в Германии и проектируется бурение в США, Японии и Франции.

Строение и состав океанской коры были освещены бурением более 800 скважин в Мировом океане с американских судов «Гломар Челленджер» и «Джойдес Резолюшн». В этих исследованиях принимали и принимают участие и ученые нашей страны. Кроме того, буровое судно подобного типа строится в Николаеве, его пробное плавание было намечено на 1994 г. Глубоководным буре-

нием особенно подробно изучен осадочный чехол океанов; консолидированная часть коры вскрыта на ощутимую глубину лишь единичными скважинами и пока нигде не пройдена полностью; это составляет задачу дальнейших исследований по проекту глубоководного бурения.

Как уже отмечалось, очень большая роль в изучении тектоносферы принадлежит геофизическим и прежде всего сейсмическим методам. Строение осадочного чехла крупных впадин на континентах и во внутренних и окраинных морях чрезвычайно успешно освещается *сейсмостратиграфией,* причем для привязки отдельных горизонтов к стратиграфической шкале достаточно редкой сети опорных, параметрических скважин. Для расшифровки строения коры в целом широкое применение нашло *глубинное сейсмическое зондирование* (ГСЗ), разработанное в СССР Г. А. Гамбурцевым и его сотрудниками и основанное на использовании корреляционного метода преломленных волн. В дальнейшем в США был разработан и там же и в Западной Европе успешно применен для изучения тонкой структуры коры складчатых сооружений и фундамента платформ метод отраженных волн. В установлении положения кровли астеносферы с сейсмикой конкурирует метод магнитотеллурических зондирований, предложенный в СССР А. Н. Тихоновым.

53442

Настоящим прорывом в мантийные глубины можно считать новое направление — *сейсмотомографию,* — заключающееся в компьютерном анализе прохождения сквозь всю толщу мантии, вплоть до границы ядра, сейсмических волн от многих тысяч землетрясений. Это позволило выявить в мантии, на разных ее глубинах, области повышенных и пониженных скоростей распространения сейсмических волн, которым, очевидно, соответствуют области уплотнения и разуплотнения мантии, ее охлаждения и разогрева (рис. 2.1). Тем самым было получено первое объективное подтверждение проявления конвекции в мантии (см. гл. 18), были обнаружены также неровности поверхности ядра (рис. 2.2).

Таким образом, к настоящему времени в распоряжении исследователей имеется уже целый арсенал геологических и геофизических методов, позволяющих раскрыть строение и состав тектоносферы. Тем не менее следует признать, что наши знания о составе нижней части континентальной коры и верхней мантии континентов и океанов все еще недостаточны.

2.2. Общие представления о составе и строении тектоносферы

В геологическом смысле по вещественному составу тектоносфера делится на земную кору и верхнюю мантию до глубины порядка 400 км, а в физическом, точнее реологическом [1], смысле — на литосферу и астеносферу, причем границы между этими подразделениями, как правило, не совпадают и литосфера обычно включает кроме коры и какую-то часть верхней мантии.

[1] Реология — наука о деформациях и течении вязких веществ.

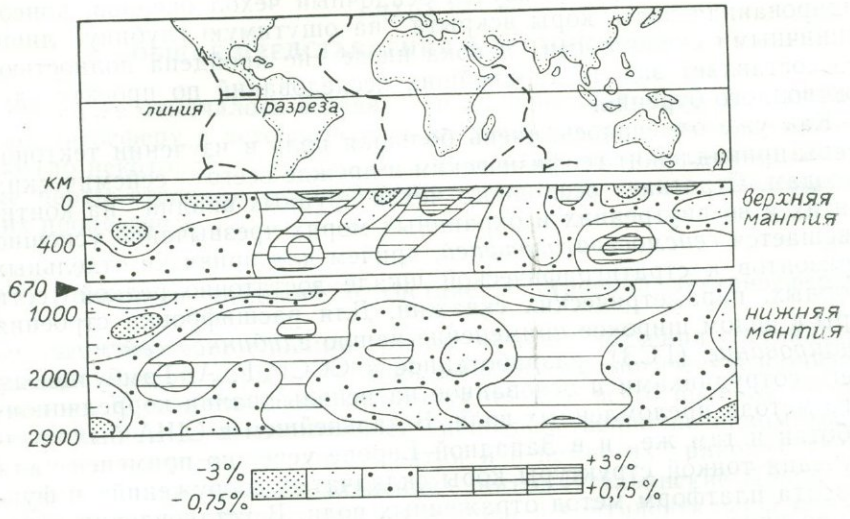


Рис. 2.1. Разрез мантии Земли вдоль линии экватора, по данным сейсмической томографии (Дж. Вудхауз, А. Дзевонский, 1984). Аномалии скоростей сейсмических волн — в процентах от «нормальных» значений, нарастающих с глубиной. На шкале верхние цифры для поперечных волн, нижние — для продольных

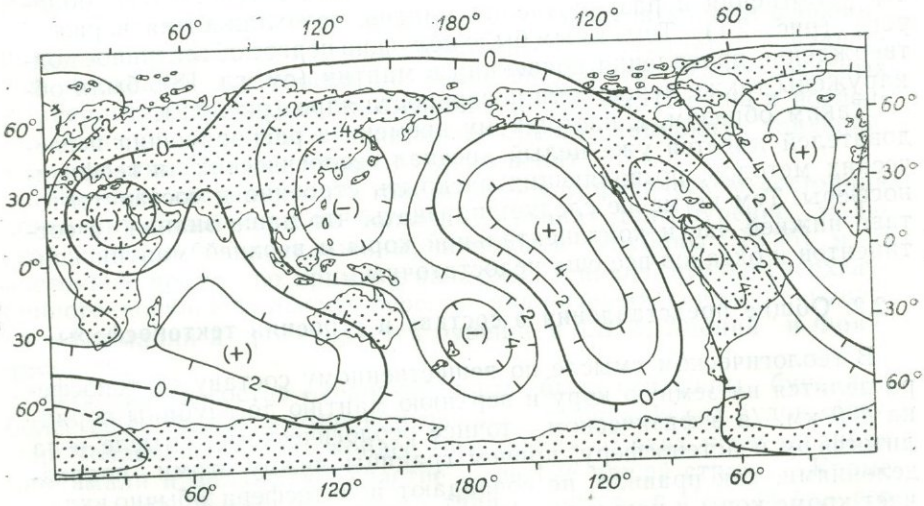


Рис. 2.2. Рельеф поверхности ядра Земли по данным сейсмической томографии (А. Морелли, А. Дзевонский, 1987). Изолинии проведены через 2 км

Земная кора составляет самую верхнюю оболочку твердой Земли. Она одевает нашу планету почти сплошным слоем, изменяя свою мощность от 0 на некоторых участках срединно-океанских хребтов и океанских разломов до 70—75 км под высокими горными сооружениями Анд, Гималаев и Тибета. Состав и строение коры очень различны под континентами и под океанами, что дало основание для выделения двух ее главных типов, но имеются и промежуточные.

Океанская кора занимает на Земле несколько бо́льшую площадь, чем континентальная, — 56% земной поверхности, но обладает значительно меньшей мощностью, обычно не превышающей 5—6 км и возрастающей лишь к подножию континентов. В ее строении (рис. 2.3) достаточно отчетливо выделяются три слоя. *Первый,* или *осадочный,* слой мощностью не более 1 км — в центральной части океанов, вплоть до полного отсутствия местами в осевых зонах срединно-океанских хребтов, и до 10—15 км — на периферии океанов, близ континентальных подножий. В состав 1-го слоя входят глинистые, кремнистые и карбонатные глубоководные пелагические осадки, причем карбонаты распространяются лишь до некоторой глубины, а ниже исчезают вследствие растворения. Ближе к континенту появляется примесь обломочного материала, снесенного с суши; это так называемые гемипелагические осадки. Скорость распространения продольных сейсмических волн (v_p) в 1-м слое изменяется от 2,0 до 5,0 км/с. Возраст осадков этого слоя не превышает 180 млн лет.

Второй слой океанской коры в своей основной верхней части (2А) сложен базальтами с редкими и тонкими прослоями пелагических осадков; базальты эти нередко обладают характерной подушечной (в поперечном сечении) отдельностью (пиллоу-лавы), но встречаются и покровы массивных базальтов. В нижней части 2-го слоя (2В) развиты параллельные дайки долеритов. Общая мощность 2-го слоя 1,5—2 км, а скорость продольных сейсмических волн 4,5—5,5 км/с.

Строение 1-го и 2-го слоев океанской коры хорошо изучено глубоководным бурением, наблюдениями со спускаемых подводных аппаратов и драгированием. Второй слой на значительную мощность (1726 м) вскрыт скважиной 504 В в восточной части Тихого океана, близ побережья Коста-Рики.

Третий слой океанской коры состоит из полнокристаллических магматических пород основного и подчиненно ультраосновного состава. В его верхней части обычно развиты породы типа габбро, а нижнюю часть составляет «полосчатый комплекс», состоящий из чередования габбро и ультрамафитов. Мощность 3-го слоя 5 км. Скорость продольных волн в этом слое достигает 6,0—7,5 км/с. Глубоководным бурением габбро 3-го слоя вскрыты лишь в одной точке в юго-западной части Индийского океана к югу от Мадагаскара, но состав слоя довольно хорошо известен по данным драгирования и наблюдений с подводных аппаратов. Полные разре-

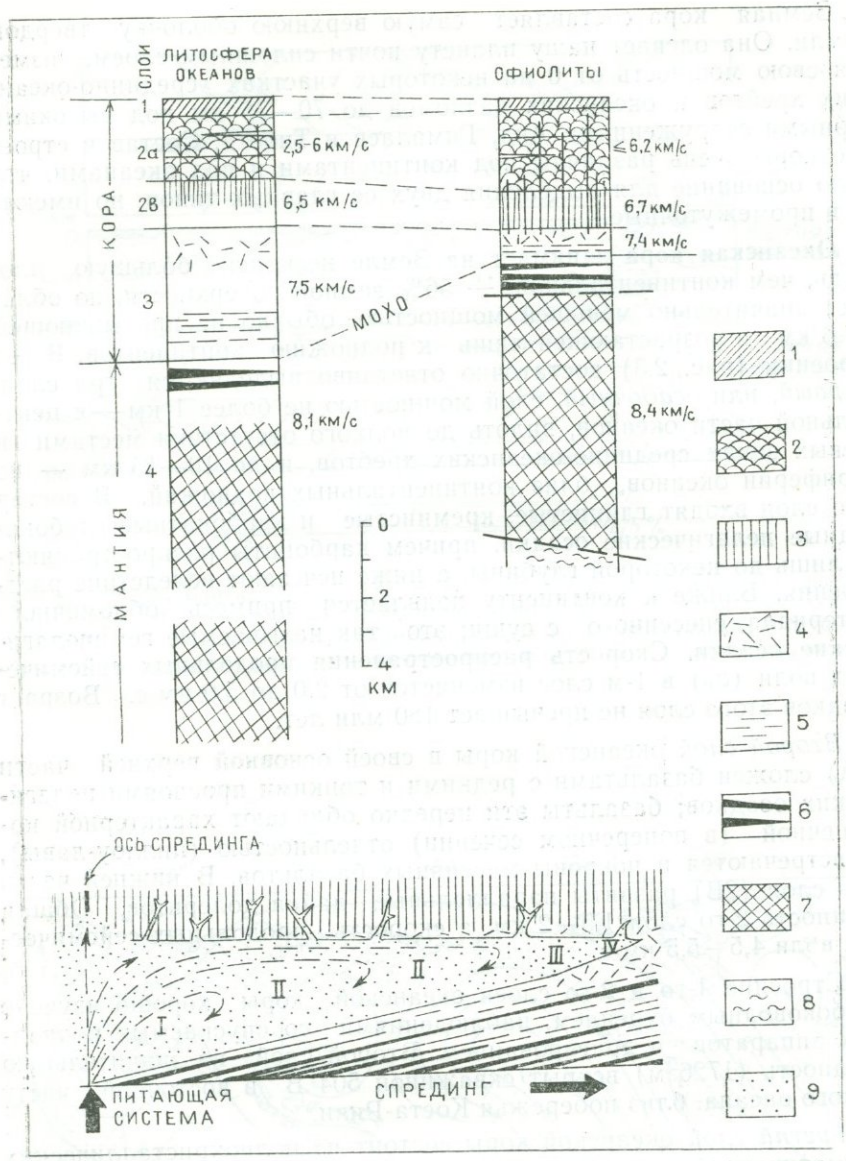


Рис. 2.3. Разрез литосферы океанов в сравнении с усредненным разрезом офиолитовых аллохтонов (Бей-оф-Айлендс, Папуа, Семаиль, Троодос, Вуринос), по Дж. Спрею (1983), с дополнениями. Внизу — модель формирования главных единиц разреза в зоне океанского спрединга, по Дж. Палистеру и К. Хопсону (1981):

1 — пелагические осадки; *2* — излившиеся базальты; *3* — комплекс параллельных даек (долериты); *4* — верхние (не расслоенные) габброиды и габбро-долериты; *5, 6* — расслоенный комплекс (кумуляты): *5* — габброиды, *6* — ультрабазиты; *7* — тектонизированные перидотиты; *8* — базальный метаморфический ореол; *9* — базальтовая магма. I—IV — последовательная смена условий кристаллизации в очаге по мере удаления от оси спрединга

зы океанской коры и верхов мантии наблюдались в Атлантике французской и советской экспедициями в стенках разломов.

Считается, что породы 2-го и 3-го слоев образовались примерно одновременно с породами 1-го слоя. Это подтверждено скв. 332 В глубоководного бурения в Центральной Атлантике, где среди базальтов 2-го слоя были обнаружены прослои фораминиферовых илов, принадлежащие той же фаунистической зоне, что и низы осадочного 1-го слоя, перекрывающие эти базальты. Кроме того, имеются радиометрические датировки пород 2-го и 3-го слоев, также свидетельствующие в пользу близости возраста основания осадочного слоя и двух других слоев океанской коры. Однако в некоторых и, возможно, не столь уж редких случаях базальты 2-го слоя залегают с перерывом на породах 3-го слоя; это особенно характерно для древних аналогов океанской коры (см. ниже).

Океанская кора, вернее кора океанского типа, не ограничивается в своем распространении ложем океанов, а развита также в глубоководных котловинах окраинных морей, таких как Японское море, Южно-Охотская (Курильская) котловина Охотского моря, Филиппинское, Карибское и многие другие моря. Кроме того, имеются серьезные основания подозревать, что в глубоких впадинах континентов и мелководных внутренних и окраинных морей типа Баренцева, где мощность осадочного чехла составляет 10—12 км и более, он подстилается корой океанского типа; об этом свидетельствуют скорости продольных сейсмических волн порядка 6,5 км/с.

Выше говорилось, что возраст коры современных океанов (и окраинных морей) не превышает 180 млн лет. Однако в пределах складчатых поясов континентов мы находим и гораздо более древнюю, вплоть до раннедокембрийской, кору океанского типа, представленную так называемыми *офиолитовыми комплексами* (или просто офиолитами). Термин этот принадлежит немецкому геологу Г. Штейнманну и был предложен им еще в начале XX в. для обозначения характерной «триады» пород, обычно встречающихся вместе в центральных зонах складчатых систем, а именно серпентинизированных ультрамафитов, габбро, базальтов и радиоляритов. Сущность этого парагенеза пород долго интерпретировалась ошибочно, в частности, габбро и гипербазиты считались интрузивными и более молодыми, чем базальты и радиоляриты. Только в 60-е годы, когда были получены первые достоверные сведения о составе океанской коры, стало очевидным, что офиолиты — это океанская кора геологического прошлого (так называлась первая в нашей литературе и одна из первых в мировой литературе статья на эту тему А. В. Пейве, опубликованная в 1969 г.). Это открытие имело кардинальное значение для правильного понимания условий зарождения подвижных поясов Земли.

Континентальная кора распространена не только в пределах собственно континентов, т. е. суши, за возможным исключением наиболее глубоких впадин, но и в пределах шельфовых зон континентальных окраин и отдельных участков внутри океанских бас-

сейнов — микроконтинентов. Тем не менее общая площадь развития континентальной коры меньше, чем океанской, и составляет 41% земной поверхности. Средняя мощность континентальной коры 35—40 км; она уменьшается к окраинам континентов и в пределах микроконтинентов и возрастает под горными сооружениями до 70—75 км.

В общем, континентальная кора, так же как и океанская, имеет трехслойное строение, но состав слоев, особенно двух нижних, существенно отличается от наблюдаемых в океанской коре. Слои эти следующие.

1. **Осадочный слой,** обычно именумый осадочным чехлом. Его мощность изменяется от нуля на щитах и менее крупных поднятиях фундамента платформ и осевых зон складчатых сооружений до 10 и даже 20 км во впадинах платформ, передовых и межгорных прогибах горных поясов. Правда, в этих впадинах кора, подстилающая осадки и обычно называемая *консолидированной,* может уже быть ближе по своему характеру к океанской, чем к континентальной. В состав осадочного слоя входят различные осадочные породы преимущественно континентального или мелководного морского, реже батиального (опять-таки в пределах глубоких впадин) происхождения, а также, далеко не повсеместно, покровы и силлы основных магматических пород, образующие трапповые поля. Скорость продольных волн в осадочном слое составляет 2,0—5,0 км/с с максимумом для карбонатных пород. Возрастной диапазон пород осадочного чехла — до 1,7 млрд лет, т. е. на порядок выше, чем осадочного слоя современных океанов.

2. **Верхний слой консолидированной коры** выступает на дневную поверхность на щитах и массивах платформ и в осевых зонах складчатых сооружений; он вскрыт на глубину 12 км в Кольской скважине и на значительно меньшую глубину в скважинах в Волго-Уральской области на Русской плите, на плите Мидконтинента США и на Балтийском щите в Швеции. Золотодобывающая шахта в Южной Индии прошла по данному слою до 3,2 км, в Южной Африке — до 3,8 км. Поэтому состав этого слоя, по крайней мере его верхней части, в общем хорошо известен — главную роль в его сложении играют различные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и граниты, в связи с чем он нередко именуется гранитогнейсовым. Скорость продольных волн в нем составляет 6,0—6,5 км/с. В фундаменте молодых платформ, имеющем рифейско-палеозойский или даже мезозойский возраст, а частично и во внутренних зонах молодых складчатых сооружений этот же слой сложен менее сильнометаморфизованными (зеленосланцевая фация вместо амфиболитовой) породами и содержит меньше гранитов; поэтому здесь его часто называют *гранитно-метаморфическим слоем,* а типичные скорости продольных волн в нем порядка 5,5—6,0 км/с. Мощность данного слоя коры достигает 15—20 км на платформах и 25—30 км в горных сооружениях; поэтому попытки достигнуть бурением его подошвы, предпринятые в Коль-

ской и Саатлинской сверхглубоких скважинах, оказались безуспешными.

3. **Нижний слой консолидированной коры.** Первоначально предполагалось, что между двумя слоями консолидированной коры существует четкая сейсмическая граница, получившая по имени ее первооткрывателя — немецкого геофизика — название границы Конрада. Бурение только что упоминавшихся скважин поставило под сомнение существование такой четкой границы; иногда вместо нее сейсмика обнаруживает в коре не одну, а две ($К_1$ и $К_2$) границы, что дало основание выделить в нижней коре два слоя (Н. И. Павленкова) (рис. 2.4). Состав пород, слагающих нижнюю кору, как отмечалось, недостаточно известен, так как скважинами она не достигнута, а на поверхности обнажается фрагментарно (см. выше) [1]. Исходя из общих соображений, В. В. Белоусов пришел к заключению, что в нижней коре должны преобладать, с од-

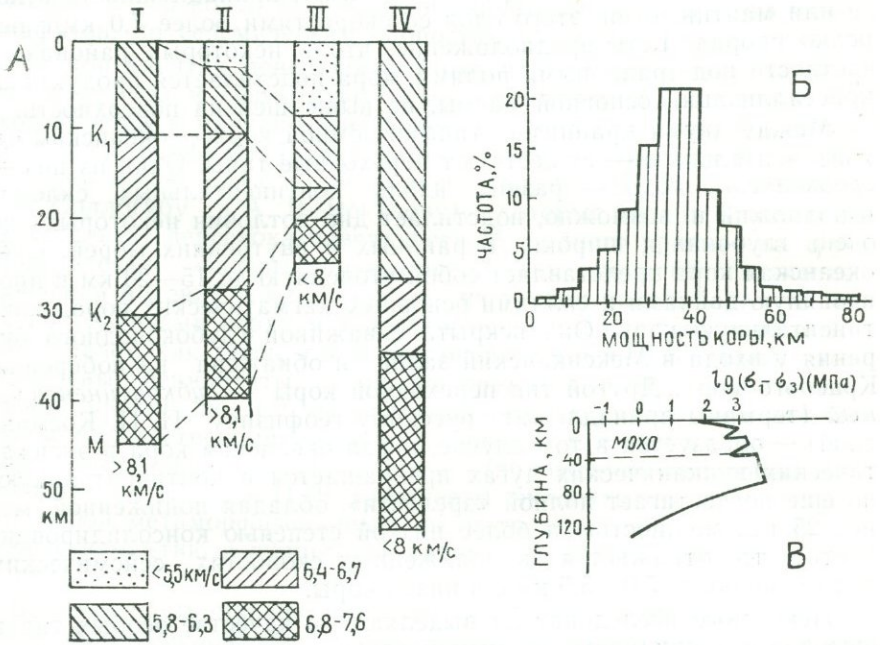


Рис. 2.4. Строение и мощность континентальной коры.
А — главные типы разреза по сейсмическим данным: *I—II* — древние платформы (*I* — щиты, *II* — синеклизы), *III* — шельфы, *IV* — молодые орогены, $К_1$, $К_2$ — поверхности Конрада, М — поверхность Мохоровичича, скорости указаны для продольных волн (Н. И. Павленкова, 1978); *Б* — гистограмма распределения мощностей континентальной коры (Дж. Коглей, 1984); *В* — профиль обобщенной прочности (Л. И. Лобковский, 1990)

[1] Некоторые исследователи оспаривают отнесение указанных фрагментов к нижней коре, полагая, что здесь обнажены лишь низы верхней коры. В этом случае пришлось бы признать, что нижняя континентальная кора вообще нигде не выведена на дневную поверхность.

ной стороны, породы, находящиеся на более высокой ступени метаморфизма и, с другой стороны, породы более основного состава, чем в верхней коре. Поэтому он назвал этот слой коры *гранулит-базитовым*. Предположение Белоусова в общем подтверждается, хотя обнажения показывают, что в сложении нижней коры участвуют не только основные, но и кислые гранулиты. В настоящее время большинство геофизиков различают верхнюю и нижнюю кору по другому признаку — по их отличным реологическим свойствам: верхняя кора жесткая и хрупкая, нижняя — пластичная. На многих сейсмических профилях через фундамент платформ нижняя кора характеризуется наличием многочисленных параллельных отражающих площадок, которые рядом исследователей интерпретируются как пластовые внедрения основных магматических пород. Если это так, то лишний раз подтверждается наименование данного слоя коры как гранулит-базитового. Скорость продольных волн в нижней коре 6,4—7,7 км/с; принадлежность к коре или мантии низов этого слоя со скоростями более 7,0 км/с нередко спорна. Есть предположение, что в некоторых районах, в частности под трапповыми полями, кора подстилается продуктами кристаллизации основной магмы, не вышедшей на поверхность.

Между двумя крайними типами земной коры — океанским и континентальным — существуют переходные типы. Один из них — *субокеанская кора* — развит вдоль континентальных склонов и подножий и, возможно, подстилает дно котловин некоторых не очень глубоких и широких окраинных и внутренних морей. Субокеанская кора представляет собой утоненную до 15—20 км и пронизанную дайками и силлами основных магматических пород континентальную кору. Она вскрыта скважиной глубоководного бурения у входа в Мексиканский залив и обнажена на побережье Красного моря. Другой тип переходной коры — *субконтинентальный* (термины принадлежат русскому геофизику И. П. Косминской) — образуется в том случае, когда океанская кора в энсиматических вулканических дугах превращается в континентальную, но еще не достигает полной «зрелости», обладая пониженной, менее 25 км, мощностью и более низкой степенью консолидированности, что отражается в пониженных скоростях сейсмических волн — не более 5,0—5,5 км/с в низах коры.

Некоторые исследователи выделяют в качестве особых типов еще две разновидности океанской коры, о которых уже шла речь выше; это, во-первых, утолщенная до 25—30 км океанская кора внутренних поднятий океана (Исландия и др.) и, во-вторых, кора океанского типа, «надстроенная» мощным, до 15—20 км, осадочным чехлом (Прикаспийская впадина и др.).

Поверхность Мохоровичича и состав верхней мантии. Граница между корой и мантией, обычно сейсмически достаточно четко выраженная скачком скоростей продольных волн от 7,5—7,7 до 7,9—8,2 км/с, известна как поверхность Мохоровичича (или просто Мохо и даже М), по имени установившего ее хорватского геофизика. В океанах эта граница отвечает переходу от полосчатого

комплекса 3-го слоя с преобладанием габброидов к сплошным серпентинизированным перидотитам (гарцбургитам, лерцолитам), реже дунитам, местами выступающим на поверхность дна, а в скалах Сан-Паулу в Атлантике против берегов Бразилии и на о. Забаргад в Красном море, возвышающимся над поверхностью океана. Обычно граница Мохо в океанах несет следы сильной тектонизации и можно предполагать, что вдоль нее происходят значительные подвижки и даже срывы коры относительно мантии.

Верхи океанской мантии можно наблюдать местами на суше в составе низов офиолитовых комплексов. Их мощность в Омане достигает 8 км, а в Папуа-Новой Гвинее, возможно, даже 12 км. Сложены они перидотитами, в основном гарцбургитами. По мнению некоторых исследователей, в океанах и вулканических дугах сейсмическая граница Мохо не совпадает с петрологической и проходит выше последней, так как полосчатый кумулятивный комплекс низов коры, состоящий в значительной степени из ультрамафитов, по сейсмическим скоростям относится уже к мантии.

На континентах поверхность Мохо недоступна непосредственному изучению и существуют основания полагать, что здесь переход от коры к мантии носит более сложный характер, тем более что на ряде профилей ГСЗ, в частности на Украинском щите, обнаруживается не одна, а несколько границ М (M_1, M_2, M_3, по В. Б. Соллогубу и А. В. Чекунову), которые интерпретируются как результат перескока поверхности М с одного уровня на другой вследствие фазовых превращений. Тем не менее изучение включений в лавах и кимберлитах из трубок показывает, что и под континентами верхняя мантия в основном сложена перидотитами, причем как здесь, так и под океанами в верхней части это шпинелевые перидотиты, а ниже — гранатовые. Но в континентальной мантии, по тем же данным, кроме перидотитов в подчиненном количестве присутствуют эклогиты, т. е. глубокометаморфизованные основные породы. По предположениям некоторых исследователей (В. С. и Н. В. Соболевы), эклогиты могут представлять собой метаморфизованные реликты океанской коры, затащенные в мантию в процессе поддвига этой коры (субдукции — см. гл. 6).

Верхняя часть мантии вторично обеднена рядом компонентов: кремнеземом, щелочами, ураном, торием, редкими землями и другими некогерентными элементами благодаря выплавлению из нее базальтовых пород земной коры. Эта «истощенная» («деплетированная») мантия простирается под континентами на бóльшую глубину (охватывая всю или почти всю ее литосферную часть), чем под океанами, сменяясь глубже «неистощенной» мантией. Средний первичный состав мантии должен быть близок к шпинелевому лерцолиту или гипотетической смеси перидотита и базальта в пропорции 3:1, названной австралийским ученым А. Е. Рингвудом *пиролитом*.

На глубине около 400 км начинается быстрое возрастание скорости сейсмических волн; отсюда до 670 км простирается *слой*

Голицына, названный так в честь русского сейсмолога Б. Б. Голицына. Его выделяют еще в качестве средней мантии, или *мезосферы* — переходной зоны между верхней и нижней мантией. Возрастание скоростей упругих колебаний в слое Голицына объясняется увеличением плотности вещества мантии примерно на 10% в связи с переходом одних минеральных видов в другие, с более плотной упаковкой атомов: оливина в шпинель, пироксена в гранат.

Нижняя мантия начинается с глубины порядка 670 км. Эксперименты по поведению вещества, отвечающего мантийному при давлениях, соответствующих нижнемантийным, показывают, что нижняя мантия должна быть сложена в основном перовскитом ($MgSiO_3$) и магнезиовюститом (Fe, Mg)O — продуктами дальнейшего изменения минералов, слагающих среднюю мантию. Но те же эксперименты обнаружили, что этих фазовых превращений недостаточно, чтобы обеспечить реально наблюдаемую плотность вещества нижней мантии, и заставили предполагать некоторое изменение ее химического состава, а именно увеличение отношения Fe/Mg.

Ядро Земли в своей внешней части, по данным сейсмологии, является жидким, а внутреннее — снова твердым. Конвекция во внешнем ядре генерирует главное магнитное поле Земли. Состав ядра подавляющим большинством геофизиков принимается железным. Но опять же по экспериментальным данным приходится допустить некоторую примесь никеля, а также серы, либо кислорода, либо кремния, чтобы объяснить пониженную плотность ядра по сравнению с определенной для чистого железа.

По данным сейсмотомографии, поверхность ядра является неровной и образует выступы и впадины с амплитудой до 5—6 км. На границе мантии и ядра выделяют переходный слой с индексом D″ (этот и другие индексы взяты из схемы К. Буллена, обозначившего кору индексом А, верхнюю мантию — В, среднюю — С, нижнюю — D, верхнюю часть нижней мантии D′). Мощность слоя D″ местами достигает 300 км (Т. Джордан и др.). Эти новые данные, как мы увидим ниже, имеют существенное значение для геодинамики, указывая на активное взаимодействие между мантией и ядром.

Литосфера и астеносфера. В отличие от коры и мантии, выделяемым по геологическим данным (по вещественному составу) и данным сейсмологии (по скачку скоростей сейсмических волн на границе Мохоровичича), литосфера и астеносфера — понятия чисто физические, вернее реологические. Исходным основанием для выделения астеносферы — ослабленной, пластичной оболочки, подстилающей более жесткую и хрупкую литосферу, — была необходимость объяснения факта изостатической уравновешенности коры, обнаруженного при измерениях силы тяжести у подножия горных сооружений. Первоначально ожидалось, что такие сооружения, особенно столь грандиозные, как Гималаи, должны создавать избыточное притяжение. Однако когда в середине XIX в. бы-

ли произведены соответствующие измерения, оказалось, что такого притяжения не наблюдается. Следовательно, даже крупные неровности рельефа земной поверхности чем-то компенсированы, уравновешены на глубине для того, чтобы на уровне земной поверхности не проявлялось значительных отклонений от средних значений силы тяжести. Таким образом, исследователи пришли к выводу что имеется общее стремление земной коры к уравновешенности за счет мантии; явление это получило название *изостазии.*

Существуют два способа осуществления изостазии. Первый заключается в том, что горы обладают корнями, погруженными в мантию, т. е. изостазия обеспечивается вариациями мощности земной коры и нижняя поверхность последней обладает рельефом, обратным рельефу земной поверхности; это гипотеза английского астронома Дж. Эри (рис. 2.5). В региональном масштабе она

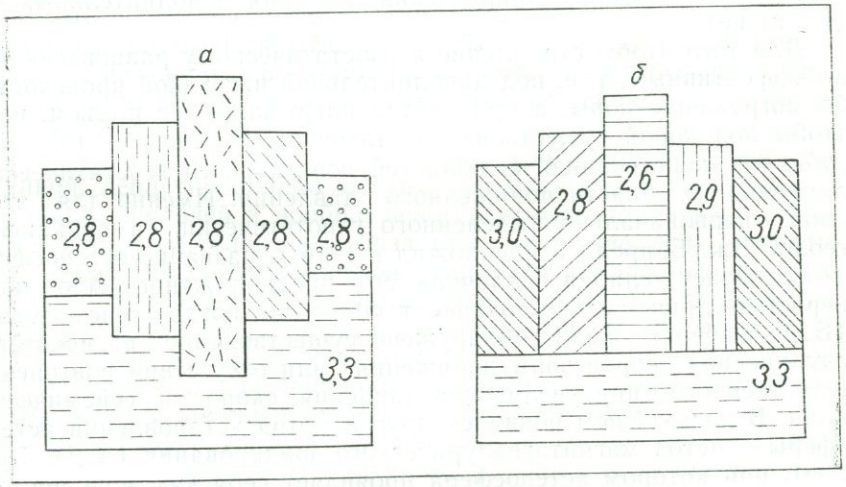


Рис. 2.5. Схемы изостатического равновесия земной коры:
а — по Дж. Эри, *б* — по Дж. Пратту

обычно оправдывается, так как горные сооружения действительно обладают более толстой корой и максимальная толщина коры наблюдается у наиболее высоких из них (Гималаи, Анды, Гиндукуш, Тянь-Шань и др.). Но возможен и другой механизм реализации изостазии: участки повышенного рельефа должны быть сложены менее плотными породами, а участки пониженного — более плотными; это гипотеза другого английского ученого — Дж. Пратта. В этом случае подошва земной коры может быть даже горизонтальной. Уравновешенность континентов и океанов достигается комбинацией обоих механизмов — кора под океанами и много тоньше, и заметно плотнее, чем под континентами.

Вообще, как показали гравиметрические исследования, бóльшая часть поверхности Земли находится в состоянии, близком к

изостатическому равновесию; в частности, для обширной территории СССР это было показано М. Е. Артемьевым. Действие изостазии наглядно проявляется в том, что под тяжестью ледниковых покровов, достигающих 4-километровой мощности, поверхность коры в пределах Антарктиды и Гренландии испытала значительное прогибание, опустившись на больших участках ниже уровня океана. Напротив, Скандинавия и Канада, освободившись сравнительно недавно от ледникового панциря, испытывают поднятие, на порядок превышающее по скорости то поднятие, которое они испытывали до наступления ледникового периода.

Наибольшие отклонения от изостазии — изостатические аномалии — обнаруживают островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба. Такие отклонения и тем более движения, направленные на нарушение, а не на восстановление изостатического равновесия, — антиизостатические движения — требуют специального объяснения — привлечения действия дополнительных сил (см. ниже).

Для того чтобы стремление к изостатическому равновесию было эффективным, т. е. под дополнительной нагрузкой происходило бы погружение коры, а при снятии нагрузки — ее подъем, надо, чтобы под корой существовал достаточно пластичный слой, способный к перетеканию из областей повышенного геостатического давления в области пониженного давления. Именно для этого слоя, первоначально выделенного гипотетически, американский геолог Дж. Баррелл и предложил в 1916 г. название *астеносфера*, что означает «слабая оболочка». Это предположение было подтверждено лишь много позднее, в 60-е годы, когда сейсмологами (Б. Гутенберг) было обнаружено существование на некоторой глубине под корой зоны понижения или отсутствия повышения, естественного при увеличении давления, скорости сейсмических волн. В дальнейшем появился другой метод установления астеносферы — метод магнитотеллурического зондирования (А. Н. Тихонов), при котором астеносфера проявляет себя как зона понижения электрического сопротивления. Кроме того, сейсмологи выявили еще один признак астеносферы — повышенные затухания сейсмических волн.

Все эти особенности астеносферы характеризуют ее как оболочку пониженной по сравнению с литосферой вязкости. Такое свойство астеносферы объясняют частично расплавленным состоянием слагающего ее вещества. Содержание расплава должно быть невелико и составляет всего лишь несколько процентов; пленка расплава вокруг твердых зерен снижает вязкость и увеличивает пластичность. Обычно этому способствует повышение температуры, эффект которого на данной глубине может превзойти эффект повышения давления с глубиной, которое препятствует плавлению. Аналогичную роль может играть и снижение давления (декомпрессия), особенно резкое, например, вдоль разломов, связанных с растяжением, или при утонении литосферы.

Дальнейшее повышение температуры или понижение давления приводит к увеличению содержания расплава в астеносфере и к образованию магматических камер, питающих эффузивный или интрузивный магматизм. Образующаяся в астеносфере магма имеет базальтовый состав, т. е. содержит больше кремнезема, чем исходное ультраосновное вещество. И только при еще более высокой температуре происходит переход в расплав большего процента мантийного вещества и образование магмы ультраосновного же состава. Но такие условия были широко распространены лишь на ранних стадиях развития Земли, до 2,5 млрд лет, — в архее, когда тепловой поток был значительно более высоким, чем современный.

Итак, астеносфера является главным источником магматической деятельности на Земле. В XIX в. эта роль приписывалась гипотетическому расплавленному слою, подстилающему твердую кору. Но затем сейсмологи установили, что Земля является твердой вплоть до внешнего ядра. Тем самым возникла проблема с источником магмы. Открытие астеносферы решило эту проблему. Но магматические очаги возникают и в коре, и в литосферной мантии, они часто являются вторичными по отношению к астеносферным и играют подчиненную роль. Мантийные магмы, как отмечалось, имеют базальтовый состав; если они возникают за счет истощенной, деплетированной мантии, их отличает крайне низкое содержание щелочей и вообще некогерентных элементов, их продуктом являются толеитовые базальты. В случае, если магматические очаги образуются в недеплетированной мантии, они дают щелочные базальты, обогащенные некогерентными элементами. Коровые магмы имеют более разнообразный и в общем более кислый состав, вплоть до риолитов и гранитов. Широко распространены породы, образовавшиеся благодаря взаимодействию мантийных магм с коровым веществом; к ним относятся диориты, монцониты и др. Существенное влияние на состав магм и пород имеют поднимающиеся из мантийных глубин или из зон поддвига океанской коры флюиды, вызывающие метасоматические изменения мантии и (или) коры и привносящие в них легкоподвижные компоненты.

Астеносфере принадлежит также ведущая роль в движениях литосферы. Течение астеносферного вещества увлекает за собой литосферные пластины-плиты (см. следующую главу) и вызывает их горизонтальные перемещения. Подъем поверхности астеносферы приводит к подъему литосферы, а в предельном случае — к разрыву ее сплошности, образованию раздвига и опусканию. К последнему ведет также отток астеносферы.

Таким образом, из двух оболочек, составляющих тектоносферу, астеносфера является активным, а литосфера — относительно пассивным элементом. Их взаимодействием определяется тектоническая и магматическая «жизнь» земной коры. Однако, как мы увидим дальше, само существование астеносферы и течение ее вещества зависят от процессов, протекающих еще значительно глубже

в земных недрах, вплоть до границы ядра, а возможно, и в самом ядре.

Первоначально считалось, что в океанах граница литосферы и астеносферы проходит на глубине 50—60 км, а на континентах — 100—120 км. Однако развитие глубинного сейсмического зондирования показало, что амплитуда колебаний глубины кровли астеносферы значительно больше. В осевых зонах срединно-океанских хребтов, особенно на Восточно-Тихоокеанском поднятии, кровля астеносферы находится на глубине всего 3—4 км, т. е. литосфера ограничивается лишь верхней частью коры. По мере движения к периферии океанов толщина литосферы увеличивается за счет низов коры, а в основном верхов мантии и может достигать 80—100 км. В центральных частях континентов, особенно под щитами древних платформ, таких как Восточно-Европейская или Сибирская, мощность литосферы измеряется уже 150—200 км и более (в Южной Африке 350 км); по некоторым представлениям (Т. Джордан), она может достигать 400 км, т. е. здесь вся верхняя мантия выше слоя Голицына должна входить в состав литосферы.

Трудность обнаружения астеносферы на глубинах более 150—200 км породила у некоторых исследователей сомнения в ее существовании под такими областями и привела их к альтернативному представлению, что астеносферы как сплошной оболочки, т. е. именно геосферы, не существует, а имеется серия разобщенных «астенолинз». С этим выводом, который мог бы иметь важное значение для геодинамики, нельзя согласиться, так как именно указанные области демонстрируют высокую степень изостатической уравновешенности, ведь к ним относятся приведенные выше примеры областей современного и древнего оледенения — Гренландия и др.

Причина того, что астеносферу не везде легко обнаружить, состоит, очевидно, в изменении ее вязкости по латерали или, иначе говоря, в уменьшении контраста между литосферой и астеносферой как в отношении скорости распространения сейсмических волн, так и в отношении электропроводности. Зависит это в конечном счете от уменьшения содержания в астеносфере расплава; в пределе отличие астеносферы от литосферы может состоять лишь в аморфизации вещества. И все это определяется величиной идущего из недр теплового потока: чем выше этот поток и соответственно геотермический градиент, тем на меньшей глубине происходит переход от литосферы к астеносфере и тем мощнее оказывается последняя.

ГЛАВА 3

КОНЦЕПЦИЯ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

С самого начала становления научной геологии, с середины XVIII в., ее главной задачей было объяснение причин движений земной коры, изменений ее структуры и явлений магматизма. С

этой целью последовательно выдвигались различные гипотезы, о чем уже шла речь в главе 1: это гипотезы поднятия, контракции, пульсационная, ротационная, расширения Земли, глубинной дифференциации и, наконец, дрейфа материков. Каждая из этих гипотез опиралась на какую-то реально наблюдаемую сторону тектонических процессов и в конечном счете терпела неудачу, так как не учитывала их действительного многообразия и(или) не могла предложить удовлетворительного их механизма. Так, гипотеза поднятия поставила в центр внимания поднятие горных сооружений и сопряженные с ним опускания, но не смогла удовлетворительно объяснить происхождение складчатости, из-за чего и была оставлена. Гипотеза контракции, напротив, главное внимание сосредоточила на объяснении складкообразования и добилась в этом направлении некоторого успеха, но оставила без объяснения поднятия, не связанные со складчатостью, и магматизм. Пульсационная гипотеза пыталась дополнить контракционную представлением о чередовании в истории Земли эпох сжатия и расширения, что давало возможность объяснить образование грабенов, заложение геосинклиналей и излияния базальтов, но не раскрывала механизм пульсаций и не учитывала факт одновременного формирования структур растяжения и сжатия. Гипотеза расширяющейся Земли впервые дала удовлетворительное объяснение образованию молодых океанов, но игнорировала существование древних и не могла должным образом объяснить происхождение складчатых и тем более складчато-покровных поясов. Несостоятельными оказались и представления о значительном расширении Земли в ходе геологической истории. Ротационная гипотеза оказалась пригодной лишь для объяснения происхождения планетарной системы разломов и трещин.

Ближе всего к истине, как потом оказалось, подошла гипотеза дрейфа материков А. Вегенера, но она не смогла предложить убедительный механизм этого дрейфа. Между тем такой механизм уже выдвигался в начале века австрийским геологом О. Ампфером, немецким геофизиком Р. Швиннером и рядом других ученых, которые назвали его подкоровыми течениями. Позднее голландский геофизик Ф. Венинг-Мейнес связал эти течения с конвекцией в мантии, а британец А. Холмс и американец Д. Григгс в конце 20-х — начале 30-х годов объяснили дрейф материков действием конвекции и тем самым фактически предвосхитили современный вариант мобилизма — тектонику плит. Однако в те годы еще не было убедительных доказательств правоты этих взглядов, в глазах большинства геологов и геофизиков они казались слишком парадоксальными, и в 30—50-е годы господствующее положение заняла гипотеза глубинной дифференциации, которая связала образование поднятий и сопряженных с ними опусканий земной коры с глубинной, на уровне мантии, дифференциацией мантийного вещества и подъемом (адвекцией) к поверхности легких продуктов этой дифференциации — астенолитов. Складчатость и надвиги рассматривались этой гипотезой как побочный результат образова-

ния поднятий, а крупные горизонтальные перемещения коровых масс отрицались — основная роль отводилась вертикальным движениям.

В конце 50-х — начале 60-х годов началось интенсивное геолого-геофизическое исследование океанов и был сделан ряд принципиально важных геофизических открытий. Было установлено существование астеносферы и тем самым слоя, по поверхности которого возможно относительное перемещение литосферы. Было подтверждено предполагавшееся Вегенером и русско-литовским ученым И. Д. Лукашевичем коренное отличие мощности и состава океанской коры от континентальной. Было обнаружено существование грандиозной системы срединно-океанских хребтов и рифтов. В океане были открыты линейные знакопеременные магнитные аномалии, параллельные и симметричные относительно осей срединных хребтов. Было открыто также явление периодических инверсий магнитного поля Земли. Горные породы оказались обладающими остаточной намагниченностью, позволяющей восстановить их положение в древнем магнитном поле. На этой основе возникло новое научное направление — палеомагнетизм, первые же результаты которого показали, что материки испытали значительные перемещения, прежде чем занять свое современное положение.

Все эти и некоторые другие новые открытия не укладывались ни в одну тектоническую гипотезу фиксистского направления и заставили вспомнить о гипотезе Вегенера, которая к тому времени насчитывала лишь очень немногочисленных сторонников. В 1961—1968 гг. усилиями американских, английских, канадских и французских геофизиков и геологов были разработаны основы новой мобилистской теории, первоначально больше известной как *новая глобальная тектоника,* а затем *тектоника плит* (точнее, тектоника литосферных плит). Зародышем ее явилась идея об образовании океанов в результате раздвижения континентов и разрастания пространства молодой океанской коры начиная от осей срединно-океанских хребтов. Этот процесс был впервые описан американскими геологом Г. Хессом и геофизиком Р. Дитцем и получил от последнего название *спрединга океанского дна* (спрединг буквально означает распространение, разрастание). На основе идеи спрединга и установленных недавно перед этим инверсий магнитного поля английские геофизики Ф. Вайн и Д. Мэтьюз одновременно с канадцем Л. Морли предложили изящное объяснение полосовых магнитных аномалий океана.

Развивая эту идею, американские геофизики Дж. Хейртцлер и другие разработали первую возрастную шкалу магнитных аномалий океана, охватывающую кайнозой и вторую половину позднего мела. Американский геолог Г. Менард открыл в Тихом океане гигантские разломы, пересекающие срединно-океанские хребты, а канадский геофизик Дж. Т. Вилсон установил, что они образуют особый класс разломов, и назвал их *трансформными.* Американские сейсмологи Б. Айзекс, Дж. Оливер и Л. Сайкс, изучив распре-

деление землетрясений по земному шару и механизмы смещений в их очагах, смогли нарисовать общую картину смещений литосферных плит, которые были выделены американским геофизиком Дж. Морганом, английскими исследователями Д. Маккензи и Ф. Паркером и французским — К. Ле Пишоном. Так общими усилиями ученых четырех стран, первыми получивших новый фактический материал по геологии океанов и геофизике, была сформулирована эта новая концепция, опубликованная в основных чертах в американском «Journal of Geophysical Research» в 1968 г. (в русском переводе — в сб. «Новая глобальная тектоника». М., «Мир», 1974).

Новой концепции повезло — она вскоре начала получать фактическое подтверждение. В том же 1968 г. началось глубоководное бурение с американского судна «Гломар Челленджер», и уже первый профиль буровых скважин в Южной Атлантике обнаружил совпадение возраста океанской коры, вскрытой скважинами, с возрастом, предсказанным по магнитным аномалиям, а также закономерное увеличение этого возраста по мере удаления от оси срединного хребта. В дальнейшем, к началу 1993 г., с судов «Гломар Челленджер», а затем «Джойдес Резолюшн» было пробурено более 800 скважин во всех океанах мира, от Шпицбергена и Берингова моря на севере до морей Уэдделла и Росса на подступах к Антарктиде, и все они подтвердили датировки возраста океанской коры, данные на основе гипотезы Вайна—Мэтьюза и шкалы инверсий магнитного поля, распространенной на весь мел, позднюю и отчасти среднюю юру. Эта шкала нашла свое подтверждение и при изучении разрезов отложений на суше, в Северной Италии. Глубоководное бурение принесло и другие подтверждения концепции спрединга океанов — увеличение мощности осадочного слоя от нуля на оси срединных хребтов до многих километров на континентальных подножиях, увеличение стратиграфической амплитуды этого слоя в том же направлении за счет появления в его основании все более древних осадков, возрастание глубоководности осадков вверх по разрезу, свидетельствующее об углублении моря по мере удаления от срединных хребтов, присутствие в основании осадочного слоя металлоносных осадков на значительном удалении от осей хребтов, где они должны были образоваться, и ряд геофизических признаков.

Другое подтверждение реальности спрединга принесли наблюдения с подводных спускаемых аппаратов. Они обнаружили неопровержимые следы растяжения в осевых рифтовых зонах срединных хребтов и показали справедливость взглядов Дж. Т. Вилсона относительно трансформных разломов, пересекающих эти зоны. В дальнейшем (франко-японский проект Кайко) изучению стали подвергаться и зоны сближения плит, и здесь также получены данные, доказывающие правильность представления о поддвиге одних плит под другие.

Третью категорию доказательств справедливости тектоники плит доставили данные космической геодезии, которые подтверди-

ли, что плиты испытывают относительно друг друга горизонтальные перемещения, и показали общее совпадение знака и скорости этих перемещений с предсказанными по полосовым магнитным аномалиям.

И наконец, с появлением сейсмической томографии нашла подтверждение реальность конвективных течений в мантии, рассматриваемых тектоникой плит в качестве основной движущей силы.

Все это дает полное основание расценивать тектонику плит как первую научную теорию, имеющую достаточную предсказательную силу. Статус тектоники плит как теории подкрепляется и тем немаловажным обстоятельством, что она имеет определенную математическую количественную формулировку, благодаря которой современная или так называемая мгновенная кинематика плит, включающая направления и скорости их взаимных перемещений, может быть экстраполирована и в прошлое и в будущее. Это резко отличает тектонику плит от прежних умозрительных и качественных построений, в том числе и от гипотезы Вегенера — ее непосредственной предшественницы.

Рассмотрим основные положения тектоники литосферных плит.

1. *Первой предпосылкой* тектоники плит является разделение верхней части твердой Земли на две оболочки, существенно отличающиеся по реологическим свойствам (вязкости), — жесткую и хрупкую литосферу и более пластичную и подвижную астеносферу. Как уже говорилось, выделение этих двух оболочек производится по сейсмологическим (скорость сейсмических волн, степень их затухания) или магнитотеллурическим (степень сопротивления естественным электрическим токам) данным, причем надо добавить, что граница литосферы и астеносферы по этим двум категориям данных может не вполне совпадать.

2. *Второе положение* тектоники плит, которому она и обязана своим названием, состоит в том, что литосфера естественно подразделена на ограниченное число плит — в настоящее время семь крупных и столько же малых (рис. 3.1). Основанием для их выделения и проведения границ между ними служит размещение очагов землетрясений (рис. 3.2). Оно отличается крайней неравномерностью: внутренние части плит практически асейсмичны, вернее очень слабо сейсмичны (есть исключения), а основное выделение сейсмической энергии происходит на границах между плитами, которые по этому признаку и проводятся. В большинстве случаев, но не везде, эти границы достаточно четкие, но в Евразии существует широкий пояс рассеянной сейсмичности и нечто подобное наблюдается в Северной Америке — на Аляске и в южной части Северо-Американских Кордильер (см. гл. 14).

3. *Третье положение* тектоники плит касается характера их взаимных перемещений. Различают три рода таких перемещений и соответственно границ между плитами: 1) *дивергентные границы,* вдоль которых происходит раздвижение плит, — спрединг; 2) *конвергентные границы,* на которых идет сближение плит, обычно

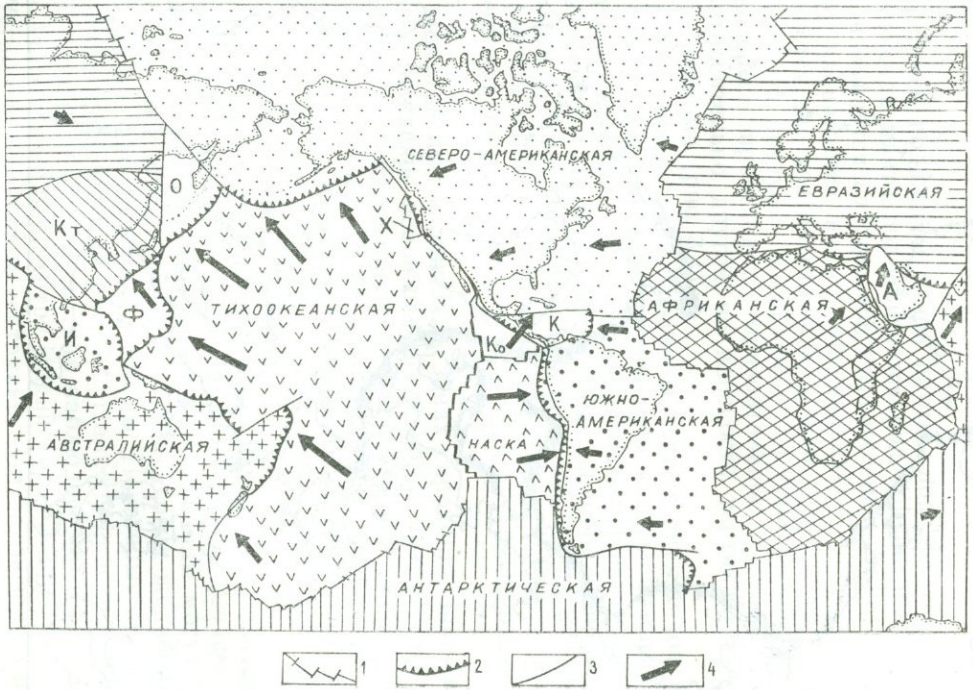


Рис. 3.1. Литосферные плиты Земли. Среди малых плит и микроплит: Х — Хуан-де-Фука; Ко — Кокос; К — Карибская; А — Аравийская; Кт — Китайская; И — Индокитайская; О — Охотская; Ф — Филиппинская.

1 — дивергентные границы (оси спрединга); *2* — конвергентные границы (зоны субдукции, реже — зоны коллизии); *3* — трансформные разломы и прочие границы; *4* — векторы «абсолютных» движений литосферных плит (в координатах горячих точек), по Дж. Минстеру, Т. Джордану (1978), с дополнениями; максимальная скорость около 10 см/год

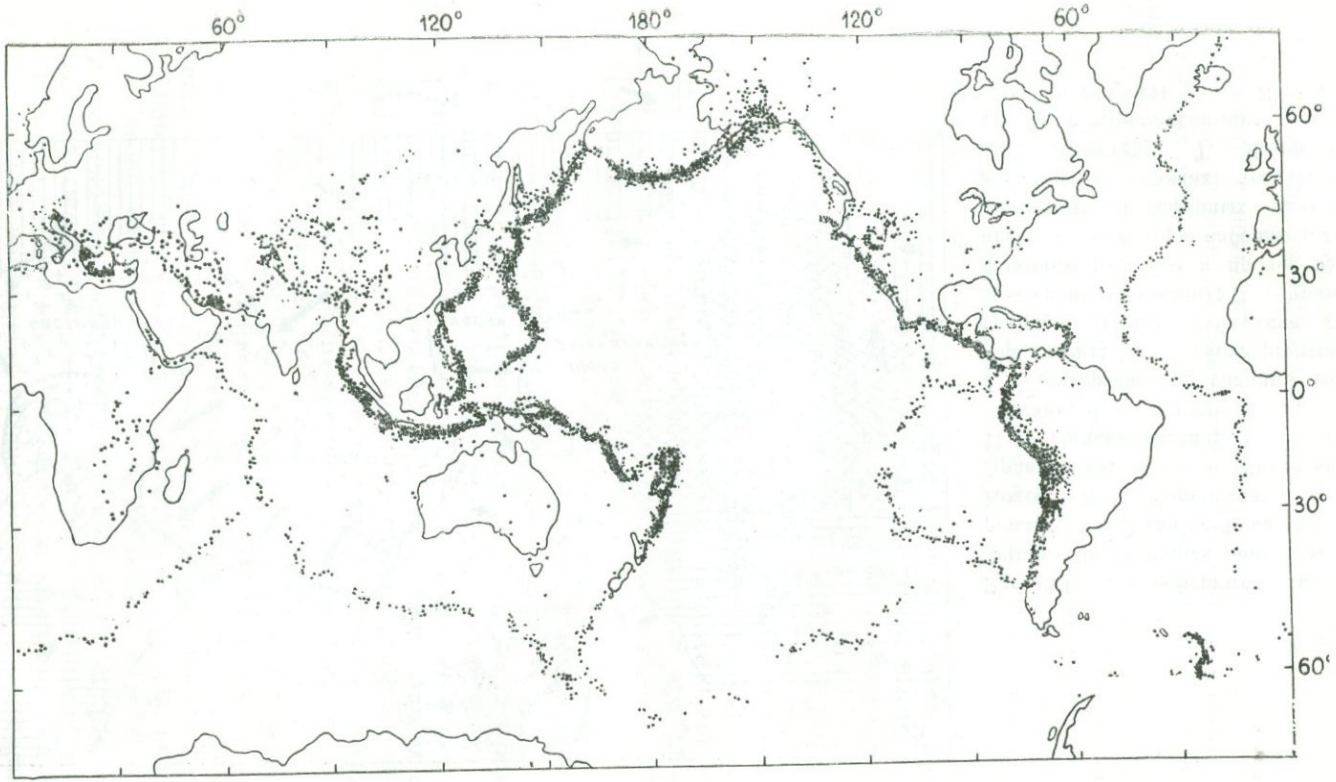


Рис. 3.2. Размещение эпицентров землетрясений на поверхности Земли, по М. Баразанги, Дж. Дорману (1969)

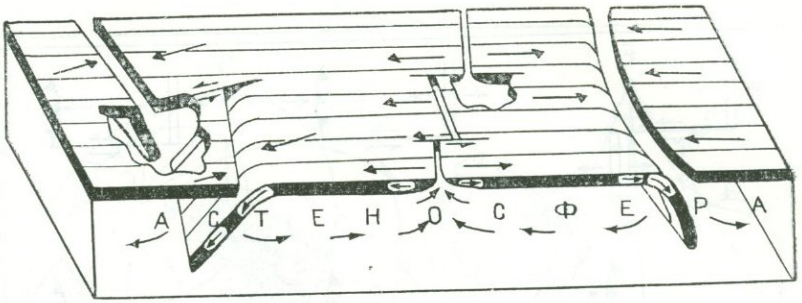


Рис. 3.3. Блок-диаграмма Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса (1968), иллюстрирующая относительное движение жестких литосферных плит, формирующихся в зонах спрединга и поглощаемых в зонах субдукции

выражающееся поддвигом одной плиты под другую (рис. 3.3); если океанская плита пододвигается под континентальную, этот процесс называется *субдукцией,* если океанская плита (кора, литосфера) надвигается на континентальную — *обдукцией;* если сталкиваются две континентальные плиты, тоже обычно с поддвигом одной под другую, — *коллизией;* 3) *трансформные границы,* вдоль которых происходит горизонтальное скольжение одной плиты относительно другой по плоскости вертикального трансформного разлома (рис. 3.4).

В природе преобладают границы первых двух типов (см. рис. 3.1). Дивергентные границы приурочены к осевым зонам срединно-океанских хребтов и межконтинентальным рифтам, конвергентные — к осевым зонам глубоководных желобов, сопряженных с островными дугами. Некоторые границы, как видно из той же схемы, являются одновременно конвергентными и трансформными, т. е. сочетают элементы поддвига и сдвига (транспрессивные границы).

На дивергентных границах, в зонах спрединга, происходит непрерывное рождение новой океанской коры; поэтому эти границы называют еще *конструктивными.* Кора эта перемещается астеносферным течением в сторону зон субдукции, где она поглощается на глубине; это дает основание называть такие границы *деструктивными,* что не очень удачно, так как за счет океанской коры здесь рождается континентальная.

Все границы плит на поверхности Земли сочленяются друг с другом. Особый интерес представляют *тройные сочленения,* где сходятся три такие границы, причем эти границы могут быть разного рода — оси спрединга, оси глубоководных желобов, т. е. зоны субдукции, трансформные разломы. Некоторые примеры таких комбинаций приведены на рис. 3.4. Наиболее распространено сочленение трех осей спрединга типа наблюдаемого в районе о. Буве на юге Атлантики или в центре Индийского океана.

4. *Четвертое положение* тектоники плит заключается в том, что при своих перемещениях плиты подчиняются законам сферической

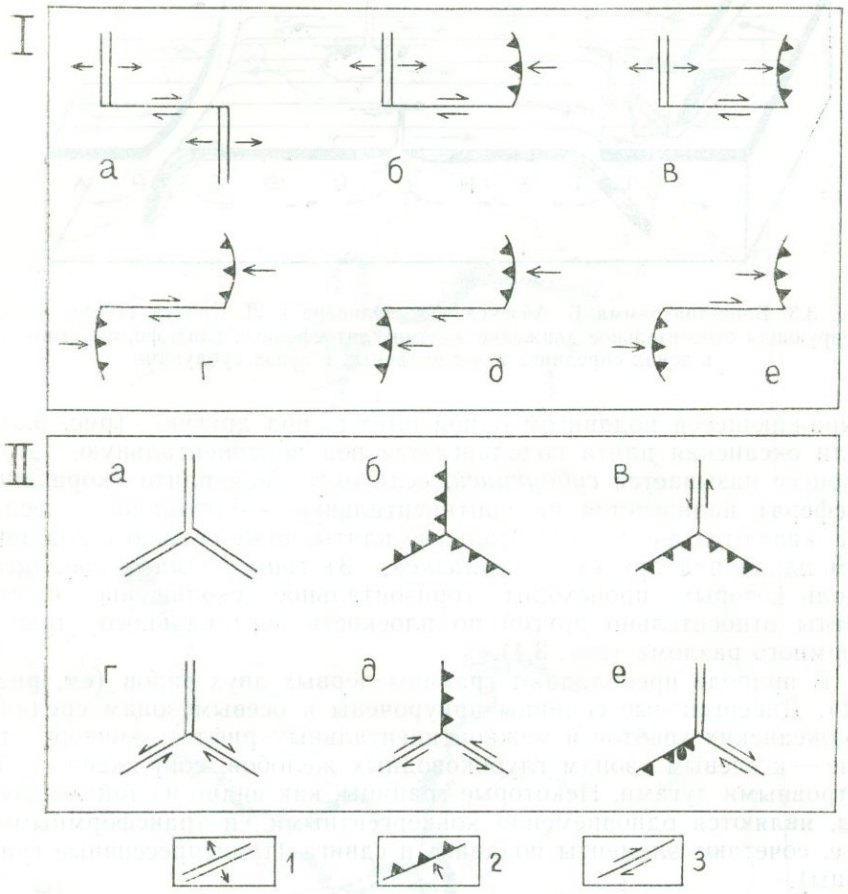


Рис. 3.4. Главные типы трансформных разломов (*I*) и тройных сочленений (*II*), по Дж. Уилсону (1965) и М. Мак-Элхини (1973):
1 — ось спрединга («хребет»); *2* — конвергентная граница («дуга», «желоб»); *3* — трансформный разлом

геометрии, а точнее *теореме Эйлера,* согласно которой любое перемещение двух сопряженных точек по сфере совершается вдоль окружности, проведенной относительно оси, проходящей через центр Земли. Выход этой воображаемой оси на земную поверхность называется *полюсом вращения* или *раскрытия.* Поскольку на поверхности Земли трансформные разломы простираются вдоль тех же дуг окружностей, в центре которых находится полюс вращения, эта воображаемая точка может быть найдена как точка пересечения перпендикуляров, проведенных относительно трансформных разломов (рис. 3.5).

Это положение тектоники плит накладывает вполне определенные ограничения на реконструкции их перемещений и позволя-

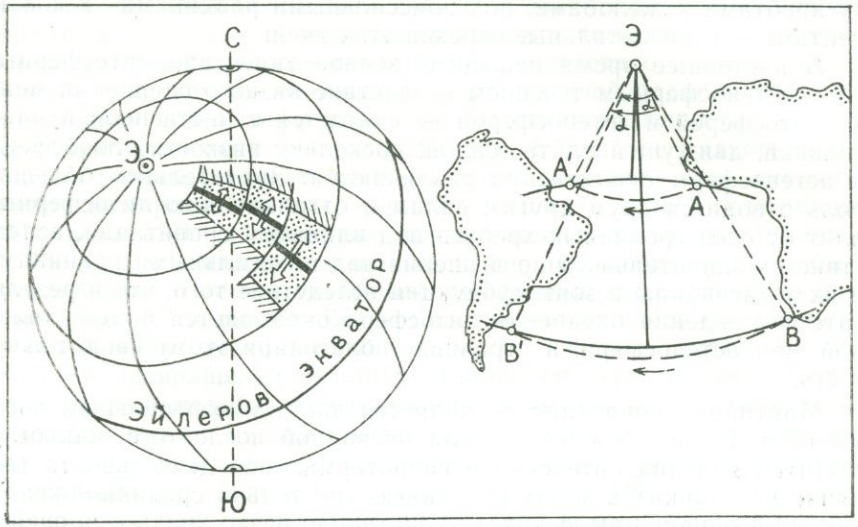


Рис. 3.5. В соответствии с теоремой Эйлера движение литосферных плит по поверхности сферы можно представить как вращение вокруг оси, проходящей через центр сферы. Трансформные разломы дают направление «эйлеровых широт». Линейная скорость (на рисунке — скорость спрединга) нарастает по мере удаления от полюса вращения (Э — «эйлеров полюс»). Справа — схема по К. Ле Пишону и др. (1973): определение координат полюса вращения по пересечению срединных перпендикуляров к линиям большого круга, проходящим через точки А—А′ и В—В′; α — угол вращения, соответствующий перемещению точек

ет использовать ЭВМ в таких реконструкциях, что чрезвычайно важно.

5. *Пятое положение* тектоники плит гласит, что объем поглощаемой в зонах субдукции океанской коры равен объему коры, нарождающейся в зонах спрединга. Таким образом, субдукция полностью компенсирует спрединг, и объем Земли и ее радиус остаются постоянными вопреки тому, что допускалось гипотезами контракции, пульсации и расширения Земли. Именно это постоянство радиуса Земли обеспечивает достоверность плитнотектонических палеореконструкций.

6. *Шестое положение* тектоники плит усматривает основную причину движения плит в мантийной *конвекции*. Эта конвекция в классической модели 1968 г. является чисто тепловой и общемантийной, а способ ее воздействия на литосферные плиты состоит в том, что эти плиты, находящиеся в вязком сцеплении с астеносферой, увлекаются течением последней и движутся на манер ленты конвейера от осей спрединга к зонам субдукции. В целом схема мантийной конвекции, приводящей к плитнотектонической модели движений литосферы, состоит в том, что под срединно-океанскими хребтами располагаются восходящие ветви конвективных ячей, под зонами субдукции — нисходящие, а в промежутке меж-

ду хребтами и желобами, под абиссальными равнинами и континентами — горизонтальные отрезки этих ячей.

В настоящее время непосредственное увлечение литосферных плит астеносферным течением вследствие вязкого сцепления между литосферой и астеносферой не считается единственной и даже главной, движущей плиты, силой, поскольку вязкости литосферы и астеносферы существенно различаются. Значительно бо́льшая роль отводится двум другим силам — отталкиванию литосферных плит от осей срединных хребтов под влиянием гравитации, вследствие их значительного превышения над абиссальными равнинами и их затягиванию в зоны субдукции вследствие того, что в результате охлаждения океанская литосфера оказывается более тяжелой, чем астеносфера, и утрачивает благодаря этому свою плавучесть.

Мантийная конвекция не является чисто умозрительным построением. Ее неизбежность стала очевидной после того, как были открыты явления интенсивной гидротермальной деятельности (горячие источники) в зонах спрединга, не только срединно-океанских, но и окраинно-морских, что заставило резко увеличить оценку теплового потока, идущего из глубин Земли. Если бы это тепло удалялось из недр только путем кондуктивной теплопроводности, Земля должна была бы достаточно быстро разогреться, а ее верхние оболочки — расплавиться (собственно, такой разогрев, хотя и меньшего масштаба, и предполагался в ранних тепловых моделях Земли, когда не учитывался конвективный теплоперенос). Конвекция является гораздо более эффективным механизмом удаления внутреннего тепла Земли. В настоящее время, как указывалось выше, ее реальность подтверждена сейсмотомографией, выявившей существование в мантии чередования областей разогрева и охлаждения.

Источники внутреннего тепла Земли в тектонике плит, основные положения которой мы только что изложили, не рассматриваются. Все геофизики согласны в том, что Земля «работает» как тепловая машина, но сильно расходятся в оценке относительной роли отдельных из этих источников. Современные специалисты в области планетной космогонии сходятся в том, что Земля на стадии своего формирования должна была сильно разогреться вследствие соударения планетезималей, вплоть до образования на поверхности или близ поверхности «магматического океана», а через какое-то время, не позднее 3,5 млрд лет, когда появилось магнитное поле, — возникновения расплавленного внешнего ядра.

Сам процесс обособления ядра, по общему мнению, должен был сопровождаться значительным тепловыделением. Дополнительным источником тепла на этой стадии были мощные твердые приливы, связанные с гравитационным воздействием еще близко расположенной Луны. Таким образом, на наиболее ранней стадии развития Земля была достаточно горячей, хотя к 3,8 млрд лет температура ее поверхности и снизилась до менее 100°, о чем свидетельствует появление жидкой воды. Все же в архее, т. е. до 2,5

млрд лет, тепловой поток оставался еще значительно выше современного, в 2—3, если не в 4—5 раз. По мере того как расходовались запасы «первичного» тепла Земли, возрастало относительное значение двух других источников — естественной радиоактивности и продолжающейся дифференциации мантийного вещества в процессе магматической деятельности. Но выделение радиогенного тепла на ранней стадии тоже было выше, поскольку еще существовали вымершие вскоре радиоактивные изотопы алюминия (^{26}Al), иода (^{127}I) и некоторые другие; запасы ядерного топлива (U, Th, K) продолжали истощаться и в дальнейшем. Должны были ослабевать и темпы глубинной дифференциации, особенно заметно после 1,7 млрд лет. Все это заставляет ожидать постепенного ослабления тектонической и магматической деятельности, вплоть до превращения Земли в отдаленной перспективе в мертвую планету наподобие Меркурия или Луны. Но процесс этот, как мы увидим ниже, нельзя считать монотонным, он носит скорее циклический характер и периоды спада этой активности чередуются с периодами ее оживления (подробнее см. гл. 18).

Тектоника плит в своей первоначальной форме не рассматривала и ряд других важных вопросов. Одним из важнейших представляется вопрос о внутриплитной тектонике. Литосферные плиты вовсе не являются столь жесткими, монолитными и недеформируемыми, как это декларируется во втором положении изложенной концепции. Об этом свидетельствуют значительные внутриплитные и окраинно-плитные дислокации и проявления магматизма. Этот пробел тектоники плит был осознан достаточно рано, еще в 60-е годы, и частично восполнен появлением дополнительной гипотезы — «горячих точек» и «мантийных струй (плюмов)», — предложенной Дж. Вилсоном и Дж. Морганом (рис. 3.6).

Исходным примером для данной гипотезы послужили Гавайский и Императорский хребты в Тихом океане. Гавайский хребет представляет собой цепь островов с потухшими вулканами, заканчивающуюся на юго-востоке о. Гавайи с крупными действующими вулканами; это широко известные Килауэа, Мауна-Лоа и Ма-

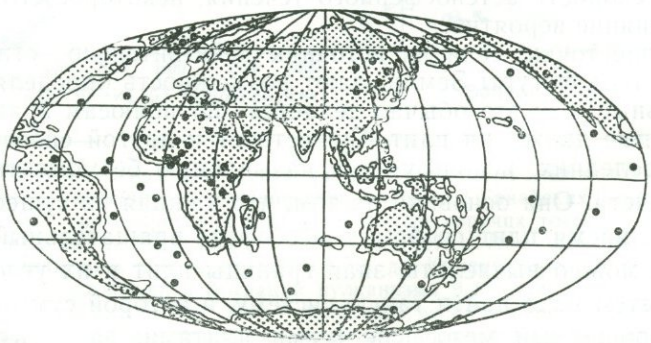


Рис. 3.6. Современное размещение главных горячих точек, по Дж. Вилсону (1973)

уна-Кеа. Возраст потухших вулканов закономерно возрастает до эоценового (42 млн лет) на северо-западной оконечности цепи. Здесь она сочленяется с цепью подводных вулканических возвышенностей, известных как Императорский хребет. Простирание этого хребта не ЗСЗ—ВЮВ как Гавайского, а СЗ—ЮВ; возраст вулканических построек возрастает от эоценового до позднемелового (78 млн лет). Таким образом, перед нами картина закономерной миграции во времени и в пространстве вулканических центров (рис. 3.7). Эту картину Вилсон и Морган объясняют тем, что под о. Гавайи в настоящее время действует горячая мантийная струя, которая пробивает литосферу и астеносферу и занимает стационарное положение. Тихоокеанская плита двигалась над этой горячей точкой сначала в северо-западном (Императорский хребет), а затем, с 42 млн лет, в запад-северо-западном направлении, в то время как горячая струя ее «прошивала» и создавала все новые вулканы. Добавим, что Гавайско-Императорский хребет не единственный пример подобного рода, назовем, в частности, Восточно-Индийский подводный хребет в Индийском океане, хребет Луисвилл в Тихом океане, есть и другие.

Со всеми или почти всеми горячими точками связаны проявления вулканической деятельности. Магма этих вулканов как в океанах, так и на континентах неизменно относится к щелочно-базальтовой формации, т. е. происходит из недеплетированной мантии. Это доказывает глубинное положение «корней» горячих точек. Ряд исследователей считают в настоящее время, что мантийные струи, создающие горячие точки, поднимаются от границы ядра, так как наблюдается определенная их корреляция с выступами поверхности последнего. Вместе с тем локализация горячих точек на земной поверхности обнаруживает определенную зависимость от особенностей структуры коры и литосферы (к этому вопросу мы еще вернемся в гл. 18). Возникает еще один вопрос — каким образом вертикально поднимающиеся мантийные струи преодолевают горизонтальные конвективные течения в астеносфере? Очевидно, это возможно при условии, если скорость струи выше, чем скорость астеносферного течения, некоторое его отклоняющее влияние вероятно.

Горячие точки, если их источник действительно стационарен относительно фигуры Земли, дают возможность определять не относительные, как это обычно делается по полюсам вращения, а абсолютные движения плит. Существует и другой способ определения последних, используя так называемую безмоментную систему отсчета. Она основана на том, что каждая из существующих в данное время плит сообщает мезосфере вращательный момент, который можно вычислить, зная границы плит и их угловую скорость. Затем надо найти такую систему, в которой суммарный момент, сообщаемый мезосфере всеми плитами, равен нулю. Этот способ используется в большинстве работ для вычисления абсолютных движений плит. Сравнение полученных результатов с дан-

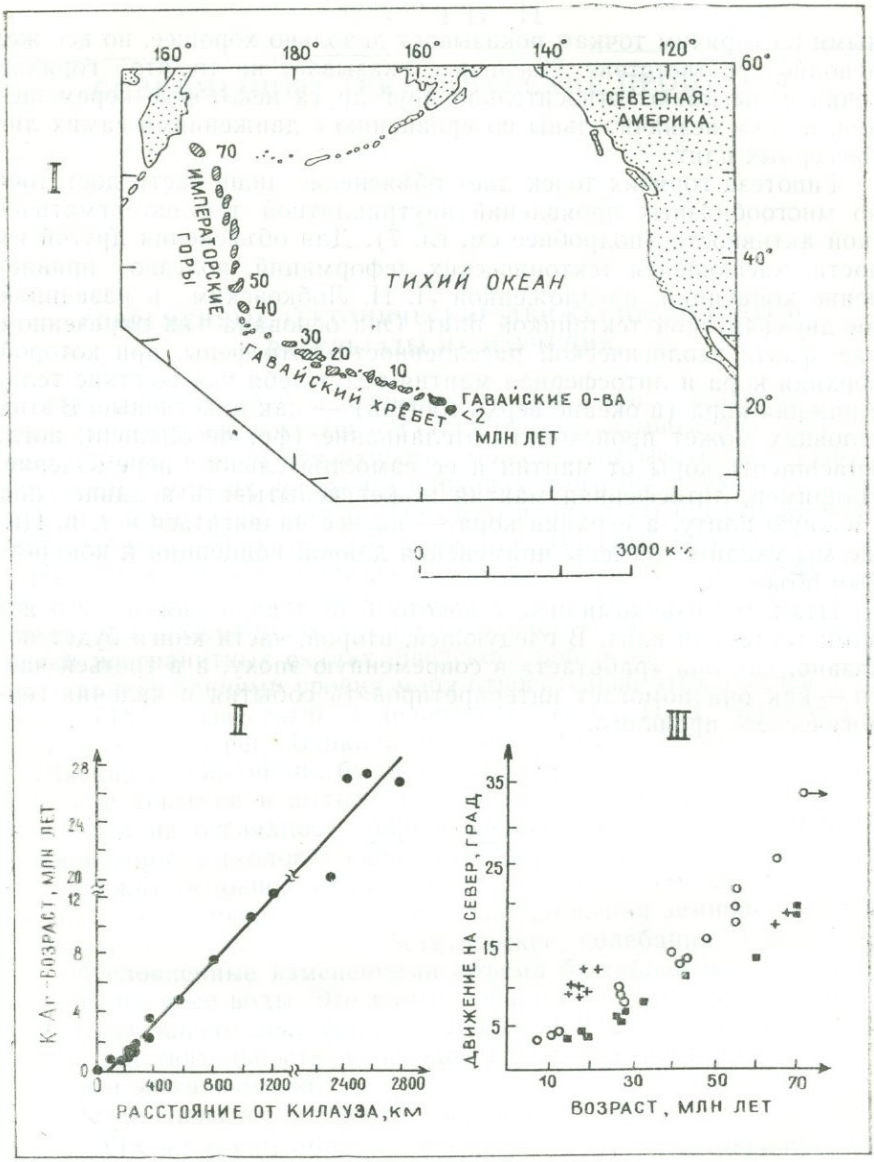


Рис. 3.7. Увеличение возраста вулканических построек Гавайско-Императорской цепи по мере удаления от вулканически активных Гавайских островов и его интерпретация согласно гипотезе горячих точек:

I — общая схема, по Д. Клэки с соавторами (1975); *II* — зависимость возраста вулканов Гавайского хребта от расстояния до Килауэа, наклон линии соответствует скорости кажущейся миграции вулканизма 9,41±0,27 см/год, по И. Мак-Доугалу, Р. Дункану (1980); *III* — сравнение величин перемещения Тихоокеанской плиты в северном направлении, полученных разными методами; по возрасту вулканитов Гавайско-Императорской цепи, т. е. относительно Гавайской горячей точки (кружки); по палеомагнитным данным (крестики); по осадочным фациям экваториальной зоны (прямоугольники). По Р. Гордону и Ч. Кэйпу (1981)

ными по горячим точкам показывает довольно хорошее, но все же неполное соответствие. Последнее указывает на то, что горячие точки испытывают относительно друг друга некоторые перемещения, но они незначительны по сравнению с движениями самих литосферных плит.

Гипотеза горячих точек дает объяснение лишь части достаточно многообразных проявлений внутриплитной тектономагматической активности (подробнее см. гл. 7). Для объяснения другой их части, касающейся тектонических деформаций, полезно привлечение концепции, предложенной Л. И. Лобковским и названной им двухъярусной тектоникой плит. Она основана на отмеченном уже факте реологической расслоенности литосферы, при которой верхняя кора и литосферная мантия ведут себя как жесткие тела, а нижняя кора (в океане верхи мантии) — как пластичные. В этих условиях может происходить отслаивание (фр. decollement, англ. detachment) коры от мантии и ее самостоятельное перемещение. Например, литосферная мантия может испытывать поддвиг под смежную плиту, а верхняя кора — на нее надвигаться и т. п. Ниже мы увидим примеры применения данной концепции к конкретным объектам.

Итак, мы ознакомились, с некоторыми дополнениями, с основами тектоники плит. В следующей, второй, части книги будет показано, как она «работает» в современную эпоху, а в третьей части — как она помогает интерпретировать события и явления геологического прошлого.

ЧАСТЬ II

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

ГЛАВА 4
СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Уже древним грекам и римлянам, обитавшим в тектонически и сейсмически высокоактивной области Средиземноморья, было известно, что земная поверхность может испытывать поднятия и опускания, хотя их догадки о причинах этого были весьма наивны и долго оставались такими. Не было и никакого представления о масштабах и скоростях этих движений. Впервые попытку определить знак и скорость современных движений предпринял в XVIII в. знаменитый шведский естествоиспытатель А. Цельсий. Заинтересовавшись колебаниями уровня Балтийского моря, он сделал засечки на гранитных скалах шведского побережья, чтобы наблюдать за колебаниями уровня моря относительно этих засечек. Позже, в XIX в., известный исследователь Сибири И. Д. Черский сделал то же на берегу Байкала. В том же XIX в, по таким засечкам в Швеции и Финляндии было установлено, что северная часть побережий Балтики испытывает поднятие, а южная — опускание. Несмотря на очевидность определяющей роли в этом движений земной коры, в геологической литературе долго шли споры о том, что служит основной причиной колебания уровня океана и связанных с ним морей — тектонические движения земной коры континентов или собственные, эвстатические, колебания уровня океана, обусловленные изменениями объема бассейнов или заключенных в них масс воды. Это противоречие было разрешено лишь в 20-е годы нашего века финским геологом В. Рамзаем, указавшим, что в действительности взаимодействуют оба фактора — тектонический и эвстатический.

Систематическое изучение современных движений началось в конце XIX в.; таким образом, инструментальные наблюдения этих движений ведутся уже в течение столетия. За это время был разработан ряд специальных методов изучения как вертикальных, так и горизонтальных движений, причем, как увидим ниже, особенно значительный прогресс был достигнут в этой области в последние полтора—два десятилетия. Возник особый раздел тектонической науки, для которого В. Е. Хаин предложил название *актуотектоники*.

4.1. Методы изучения вертикальных движений

Старейшим из методов изучения вертикальных движений является *водомерный метод*, представляющий дальнейшее развитие идей Цельсия и Черского.

Начиная с 80-х годов прошлого столетия во многих портах мира были установлены водомерные приборы — сначала рейки, затем мареографы с самозаписывающим устройством для наблюдений за изменением положения уровня моря. Эти изменения, как отмечалось, обусловлены двумя причинами: 1) собственными, эвстатическими, колебаниями уровня Мирового океана, обязанными изменению объема его водной массы или рельефа дна; 2) поднятием или опусканием берегов. Алгебраическое суммирование результатов наблюдений по всем портам мира, где установлены водомерные приборы, показывает, что в последнее столетие происходит систематическое повышение уровня океана со скоростью примерно 1,2 мм/год. Оно вызвано скорее всего таянием ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии в связи с потеплением климата Земли. Между тем регистрируемые изменения уровня имеют, как правило, более высокие значения и различный знак, что указывает на решающее значение второго фактора — движений береговой суши. Очевидно, чтобы получить правильное представление об амплитуде и скорости последних, надо вычесть (в случае опускания) или сложить с замеренной величиной эвстатическую компоненту — 1,2 мм/год.

Водомерные наблюдения ведутся не только на берегах океанов и морей, но и на крупных озерах и реках, где интерпретация их результатов не отличается от вышеизложенной.

Метод повторного нивелирования. По мере строительства железных дорог появилась необходимость периодического высокоточного нивелирования вдоль их линий для обеспечения безопасности движения. Повторное нивелирование выявило изменение отметок реперов со временем. Оказалось, что в большинстве случаев эти изменения нельзя объяснить деформацией поверхности за счет экзогенных явлений (просадка или выпучивание грунта), что они носят систематический характер, т. е. происходят в данном пункте с одним знаком, и что этот знак обычно совпадает со знаком той структуры, на которой репер расположен. Это привело к выводу, что основной причиной смещения реперов являются движения земной коры и что, следовательно, результаты повторного нивелирования вдоль железнодорожных линий могут быть использованы для выявления современных вертикальных движений суши (рис. 4.1). При этом необходимо увязать между собой измерения вдоль различных линий и привязать их к уровню океана в портах, где ведутся водомерные наблюдения. Подобная обработка данных повторного нивелирования позволила составить карту современных движений европейской части СССР (1958, 1963 гг.), а затем и всей Восточной Европы (1971 г.). Карты эти были составлены под руководством Ю. А. Мещерякова.

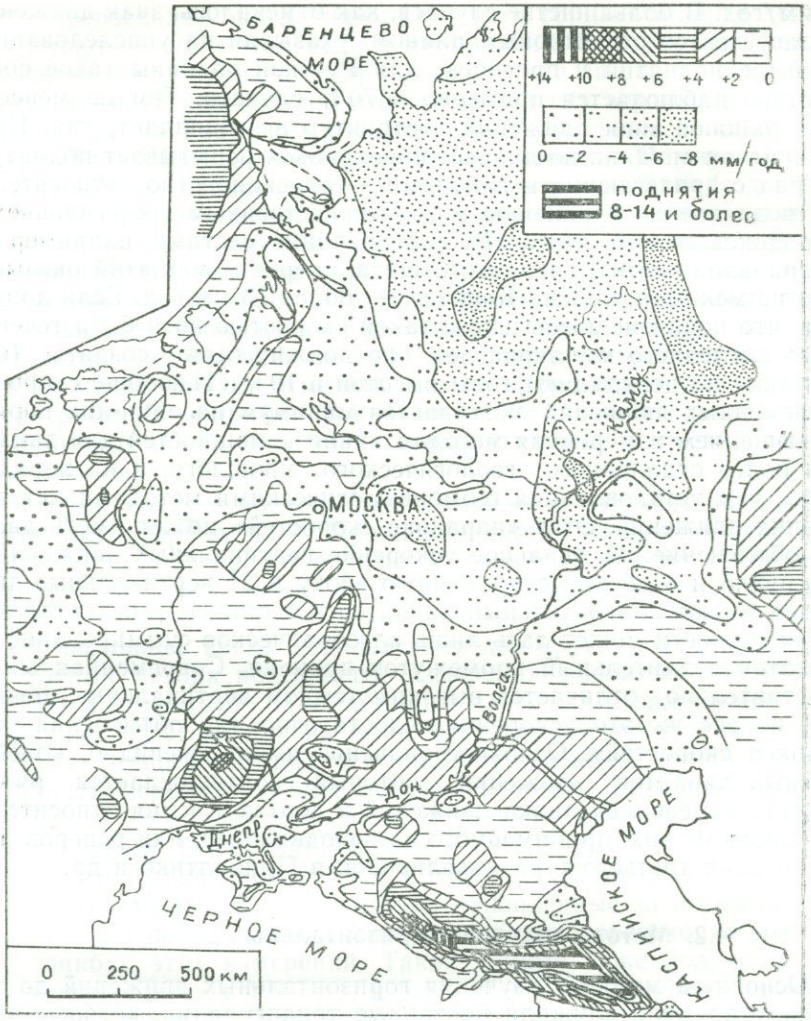


Рис. 4.1. Современные вертикальные движения в Восточной Европе по результатам повторных нивелировок. С карты под редакцией Ю. А. Мещерякова (1971), упрощено

В дальнейшем повторное высокоточное нивелирование вошло в комплекс наблюдений, производимых на специальных геодинамических полигонах, которые были организованы в бывшем СССР в ряде районов (пос. Гарм в Таджикистане, окрестности Ашхабада, Ташкента, оз. Баскунчак в Астраханской области, Кольский полуостров и др.).

Результаты изучения современных вертикальных движений обоими описанными выше методами показали, что они происходят со скоростью от долей до несколько миллиметров, реже более

10 мм/год. В большинстве случаев, как отмечалось, знак движений согласуется со структурным планом, указывая на унаследованное развитие поднятий и прогибов; для Русской равнины такое соответствие наблюдается примерно в 70% случаев. Тем не менее в ряде районов знак движений и структур не совпадает; так, Прикаспийская впадина по данным нивелировок испытывает поднятие, а Урал с прилегающими районами — опускание (но относительное поднятие по сравнению с непосредственным обрамлением). Парадоксально то, что на Русской равнине местами, например в центральной части Украинского щита, скорость поднятий оказывается не меньшей, чем на Кавказе, — более 10 мм/год. Если допустить, что поднятие здесь шло с такой скоростью хотя бы в течение всего последнего миллиона лет, оно должно было создать (без поправки на денудацию) горы высотой в 10 км! И вообще скорость современных движений оказывается минимум на один-два порядка выше, чем измеренная методом анализа мощностей для движений более отдаленного геологического прошлого, и на порядок выше, чем установленная геоморфологическими методами для новейших движений. Этот «парадокс скоростей» может иметь двоякое объяснение: 1) реальное ускорение вертикальных движений в новейшую и особенно современную эпоху и 2) вертикальные движения имеют колебательный характер и истинное представление об их скорости может дать лишь алгебраическое суммирование за достаточно длительный промежуток времени. Современная эпоха действительно отличается высоким темпом вертикальных движений, но все же это ускорение недостаточно для объяснения «парадокса скоростей». Основное значение имеет, очевидно, колебательный характер движений, который подтверждается рядом фактов: изменением знака движений в портах Каспия относительно одного из них, принимаемого за неподвижный, или реперов при проведении третьего тура нивелировок в Прибалтике и др.

4.2. Методы изучения горизонтальных движений

Основным методом изучения горизонтальных движений до недавнего времени служили повторные триангуляции, которые вначале также проводились не в целях выявления тектонических смещений и лишь затем стали использоваться в этом направлении. В настоящее время вместо триангуляций производятся *трилатерации,* при которых измеряется длина не одной, а всех сторон треугольника. Особенно заметные горизонтальные смещения, как и вертикальные, обнаруживаются после крупных землетрясений. Они нередко измеряются метрами (вертикальные смещения почти до 10 м при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. и Аляскинском 1964 г.; горизонтальные до 21 м при Аляскинском землетрясении). В настоящее время изучение горизонтальных движений производится с помощью *лазерных дальномеров.*

Результаты изучения горизонтальных движений показывают, что скорость их не уступает скорости вертикальных движений, а

часто превосходит последнюю. При этом горизонтальные движения имеют не колебательный, а направленный характер, чем и объясняется то, что их суммарная амплитуда за определенный интервал времени намного превышает амплитуду вертикальных движений. Так, на Гармском полигоне, расположенном на стыке Памира и Тянь-Шаня, за последние 40 лет смещение Памира в сторону Тянь-Шаня происходило со скоростью около 2 см/год.

Однако заключение об устойчивом однонаправленном знаке горизонтальных движений не должно абсолютизироваться. В отношении ряда сдвигов установлено, что знак перемещения по ним изменялся во времени. Но такие изменения происходили через значительные промежутки времени, на несколько порядков превосходящие период наблюдений за современными движениями. Тем не менее следует отметить, что во время некоторых крупных землетрясений, например Токийского 1923 г., наблюдались кратковременные обращения знака горизонтальных движений земной поверхности.

Особый интерес представляет выявление относительных смещений литосферных плит. Прежние попытки измерения этих смещений путем повторного определения географических координат для пунктов, расположенных на разных континентах, обычным астрономическим методом были признаны недостаточно надежными. В настоящее время используются два других, значительно более точных метода повторного измерения расстояния между отдаленными пунктами: 1) с помощью лазерных отражателей, установленных на Луне или на искусственных спутниках Земли; 2) с помощью регистрации радиосигналов от квазаров (длиннобазовый радиоинтерферометрический метод). Точность определения относительного смещения плит этими методами достигла порядка сантиметра в год. Поскольку скорость смещения плит составляет обычно несколько сантиметров в год (для некоторых плит более 10 см/год; см. рис. 5.1), то данные, накопленные за несколько лет измерений, уже по крайней мере на порядок превосходят возможную ошибку этих измерений. Такие данные уже получены (наблюдения ведутся с 1979 г.), и результаты их обработки приведены на рис. 4.2 и 4.3. Как видно из их сопоставления с кинематикой литосферных плит, определенной по новейшим линейным магнитным аномалиям в океанах, между ними наблюдается хорошая сходимость, подтверждающая реальность горизонтальных перемещений плит, предполагаемых в теории тектоники литосферных плит, и достоверность определения их направления и скорости по океанским магнитным аномалиям.

На основании изучения современных вертикальных и горизонтальных движений установлено, что вся поверхность Земли охвачена этими движениями, первые носят колебательный, а вторые — направленный характер. Поскольку скорость вертикальных движений, замеренная в подвижных поясах и на континентальных платформах, оказывается соизмеримой, можно предполагать, что на платформах колебательный характер этих движений проявлен

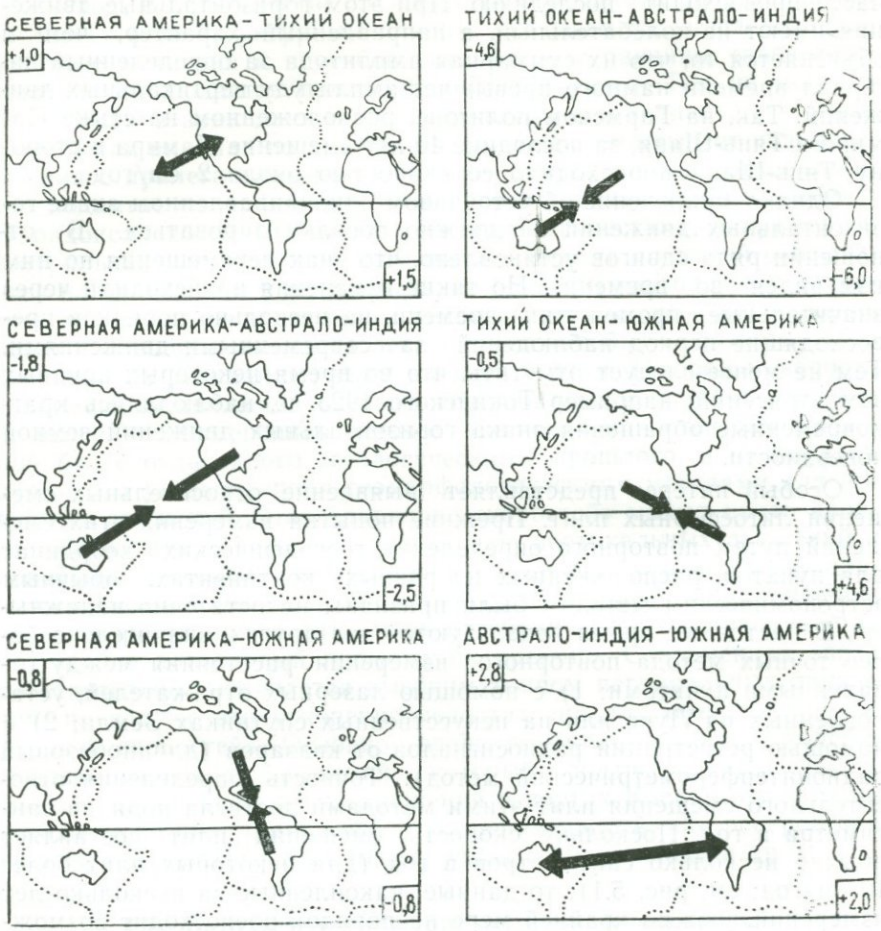


Рис. 4.2. Относительные перемещения литосферных плит, установленные с помощью лазерных отражателей на спутниках. По Д. К. Христодулидису и др., 1985.

Скорости (в см/год) по данным лазерных измерений указаны в левых верхних углах рисунков. В правых нижних углах для сравнения даны скорости, вычисленные для последних нескольких миллионов лет Дж. Б. Минстером и Т. Джорданом (1978) по линейным магнитным аномалиям океанов. Знак минус означает сближение, знак плюс — расхождение литосферных плит

более отчетливо, чем в подвижных поясах, т. е. здесь они являются более короткопериодическими. В подвижных поясах вертикальные движения также более дифференцированы по площади, т. е. сопряженные волны поднятий и опусканий уже, чем на платформах, а градиент движений, т. е. изменение скорости движений на единицу расстояния, — на порядок или два выше.

Помимо изучения вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности проводится изучение изменения ее наклонов

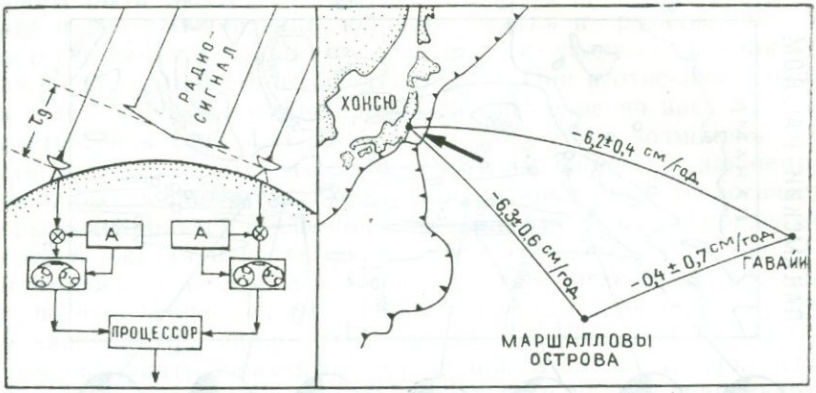


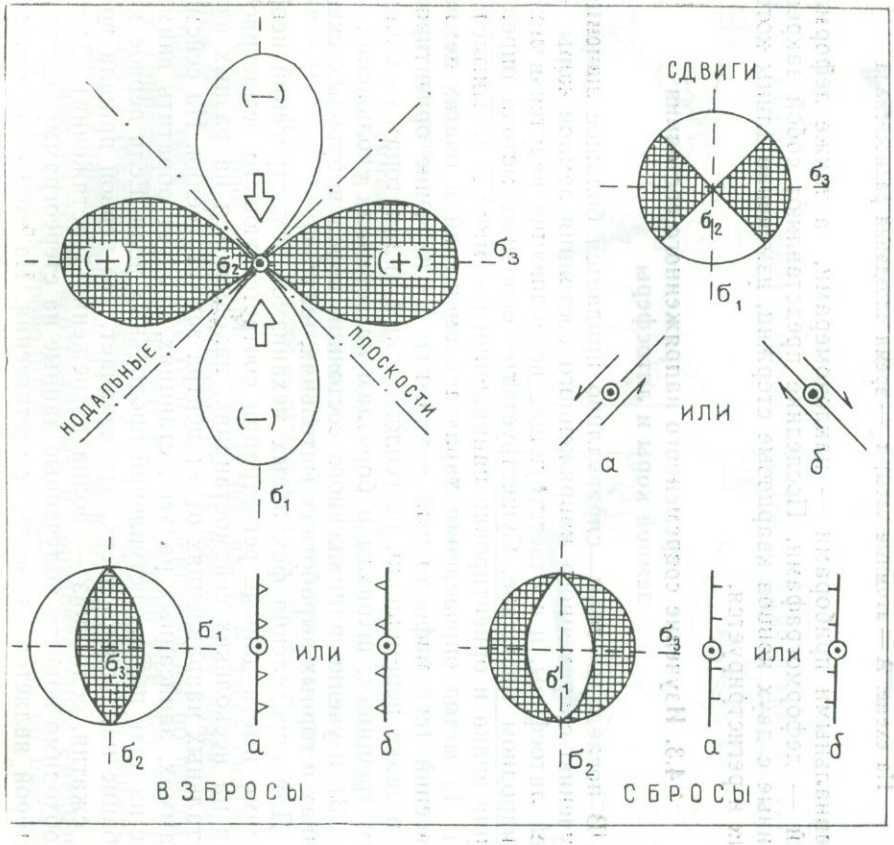
Рис. 4.3. Схема, поясняющая высокоточное измерение расстояний между удаленными радиотелескопами методом радиоинтерферометрии, и результат определения этим методом скорости субдукции Тихоокеанской плиты под Японскую островную дугу. По К. Хэки, 1989.
На схеме: А — атомные часы; τ_g — время опоздания радиосигнала

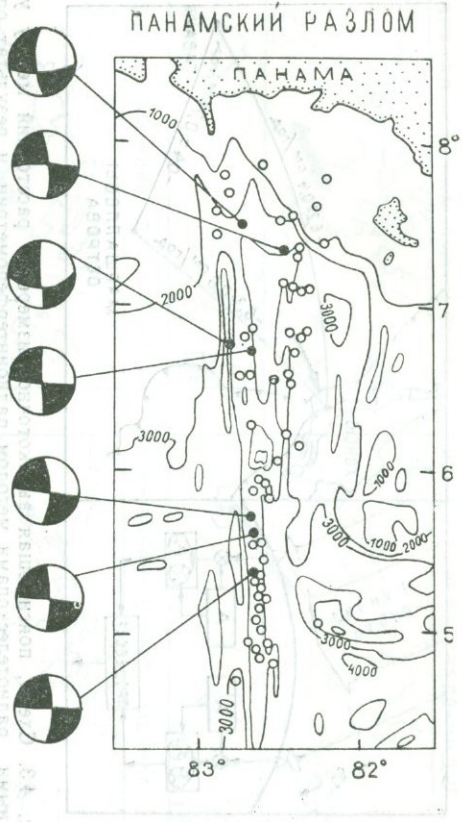
специальными приборами — наклономерами, а также деформаций — деформографами. Последние представляют собой закрепленные с двух концов кварцевые стержни, изменение длины которых и регистрируется.

4.3. Изучение современного напряженного состояния земной коры и литосферы

В последние годы справедливо придается большое значение изучению современного напряженного состояния земной коры и всей литосферы, и соответствующие исследования ведутся в международном масштабе. Существует три основных метода определения знака и ориентировки напряжений в земной коре (литосфере): 1) метод определения характера смещений в очагах землетрясений (сейсмофокальный механизм); 2) изучение ориентировки и знака перемещений по геологическим индикаторам — сколовым трещинам, штрихам и бороздам на зеркалах скольжения и др.; 3) изучение напряженного состояния пород в буровых скважинах и горных выработках (штольнях, шахтах).

Для определения фокальных механизмов землетрясений необходимо иметь данные регистрации соответствующего землетрясения на нескольких сейсмостанциях, находящихся на разных азимутальных направлениях от эпицентра землетрясения. На сейсмограммах, записанных на этих станциях, следует обратить внимание на знак первых вступлений продольных волн. Если первое колебание направлено вверх, это означает, что первой пришла волна сжатия, если вниз — волна разрежения (растяжения). Далее необходимо нанести полученные данные на стереограмму, центром которой является эпицентр землетрясения. На этой стереограмме


(−)
(+)
(+)
(−)
$б_2$
$б_3$
$б_1$
НОДАЛЬНЫЕ
ПЛОСКОСТИ
СДВИГИ
$б_3$
$б_2$
$б_1$
или
а
б
$б_1$
$б_3$
$б_2$
или
а
б
ВЗБРОСЫ
$б_1$
$б_3$
$б_2$
или
а
б
СБРОСЫ


ПАНАМСКИЙ РАЗЛОМ
ПАНАМА
1000
2000
3000
3000
1000
3000
1000
2000
3000
4000
3000
8°
7
6
5
83°
82°

должны быть затем обозначены плоскости, проходящие через ее центр и разграничивающие области сжатия и растяжения. Эти плоскости носят название нодальных, т. е. узловых, плоскостей и должны быть взаимно перпендикулярны. Они и отвечают плоскостям, вдоль которых могло произойти смещение во время данного землетрясения (рис. 4.4). Выбор той или другой возможной плоскости делается исходя из степени согласованности с данными о смещениях на поверхности или о закартированных геологических разрывах. Характер смещений устанавливается по распределению областей сжатия и растяжения на стереограмме (см. рис. 4.4): при взбросе в центре стереограммы располагается область сжатия, по периферии — растяжения; при сбросе наблюдается обратная картина; при сдвиге стереограмма распадается на чередующиеся квадранты сжатия и растяжения. В случае негоризонтальной ориентировки двух или всех трех осей напряжений «картинка» утрачивает симметричное расположение областей сжатия и растяжения относительно вертикальной оси стереограммы.

Следующая группа методов основана на использовании чисто геологических индикаторов. Эта группа включает три метода (Л. А. Сим). Один из них — анализ ориентировки сопряженных сколовых трещин — был предложен М. В. Гзовским. Условиями получения правильных результатов при применении этого метода являются наличие следов перемещений по трещинам и использование лишь одновозрастных систем. При соблюдении этих условий положение оси сжатия определяется по биссектрисе острого угла между сколовыми трещинами, оси растяжения — по биссектрисе тупого угла, а промежуточной оси — по линии пересечения трещин.

Другой метод, называемый кинематическим, заключается в использовании в качестве индикатора вектора перемещений штрихов и борозд на зеркалах скольжения в горных породах. Метод наиболее полно разработан в России О. П. Гущенко, а за рубежом — французским геологом Ж. Анжелье. В этом методе изучаются штрихи и борозды, наблюдаемые на зеркалах скольжения, образующихся при сдвиговых смещениях, ориентированных, как

Рис. 4.4. Решение фокального механизма землетрясений по первым вступлениям продольных сейсмических волн, которое широко используется в тектонике, начиная с работ Л. Р. Сайкса (1967), Д. П. Мак Кензи (1969).

На диаграмме двойного диполя нодальные (узловые) плоскости разделяют квадранты, где первые вступления выражены сжатием («плюс») и растяжением («минус»). Главные оси напряжений: σ_1, σ_3 — оси максимального и минимального сжимающего напряжений (в русской геологической литературе встречается и обратная их нумерация); σ_2 — ось промежуточного напряжения. Для сдвигов, взбросов и сбросов то же дано в виде стереографических проекций (квадранты сжатия заштрихованы); разрывные смещения — по одной из двух плоскостей максимальных касательных напряжений (совпадающих с нодальным плоскостями).

Справа — решения фокального механизма для Панамского разлома в Тихом океане (по С. Адамеку и др., 1988), определившие его как правосторонний сдвиг

правило, вдоль вектора касательных напряжений. Некоторую трудность вызывает, однако, однозначное определение направления перемещения по плоскости сместителя (сброс или взброс, правый или левый сдвиг и т. п.); для решения этой альтернативы необходимо привлечение других геологических данных. В связи с этим предпочтение следует отдавать изучению смещений по региональным разрывам, по которым имеется наиболее полная геологическая информация (данные картирования).

Третий метод — структурно-парагенетический, или комплексный. Он использует две категории индикаторов тектонических напряжений: 1) минерализованные жилы, дайки магматических пород; 2) плоскости рассланцевания, кливажа, сколовые трещины, стилолитовые швы. Условиями правильного применения метода являются одновозрастность изучаемых индикаторов и принадлежность их к структурным ансамблям одного ранга.

Индикаторы первой категории позволяют, по данным Л. А. Сим, уверенно находить положение оси растяжения и менее уверенно — оси сжатия. Индикаторы второй категории, напротив, дают возможность более точно определять ось сжатия, чем ось растяжения. Метод был успешно применен Л. М. Расцветаевым, Л. А. Сим и др. Иллюстрацией итогов подобных исследований в сочетании с применением кинематического метода могут служить построения Л. А. Сим для европейского севера России и прилегающих зарубежных территорий (рис. 4.5). Наиболее интересный и важный результат заключается в том, что этот обширный регион, принадлежащий одной литосферной плите — Евразийской, по характеру полей напряжения разделяется на несколько блоков — субплит: Балтийский щит с ориентировкой напряжений, связанной с раздвижением Северо-Атлантического хребта, Русскую и Тимано-Печорскую плиты — с раздвижением хребта Гаккеля в Арктическом океане; в обеих субплитах преобладают сдвиговые перемещения, а в Уральском возрожденном орогене — взбросовые, с осью сжатия, ориентированной вкрест его простирания.

Изучение напряженного состояния земной коры в скважинах основано на наблюдениях как естественных деформаций ствола скважины, так и искусственно вызванных деформаций пород слагающих этот ствол. В первом случае с помощью либо магнитно-ориентированного специального «четырехрукого» прибора, либо акустического телевизионного устройства устанавливается искажение поперечного сечения ствола скважины или сдвиговое нарушение этого ствола, и по ним определяется ориентировка оси максимального сжимающего напряжения. В другом случае производится закупорка участка ствола скважины и с помощью закачки воды в нем повышается давление до тех пор, пока не происходит «гидроразрыв» и образуются трещины, ориентированные вдоль минимального сжимающего напряжения. Эти трещины иногда являются возобновлением ранее существовавших в породах вокруг ствола скважины. Обе эти методики в настоящее время широко применяются в разных странах.

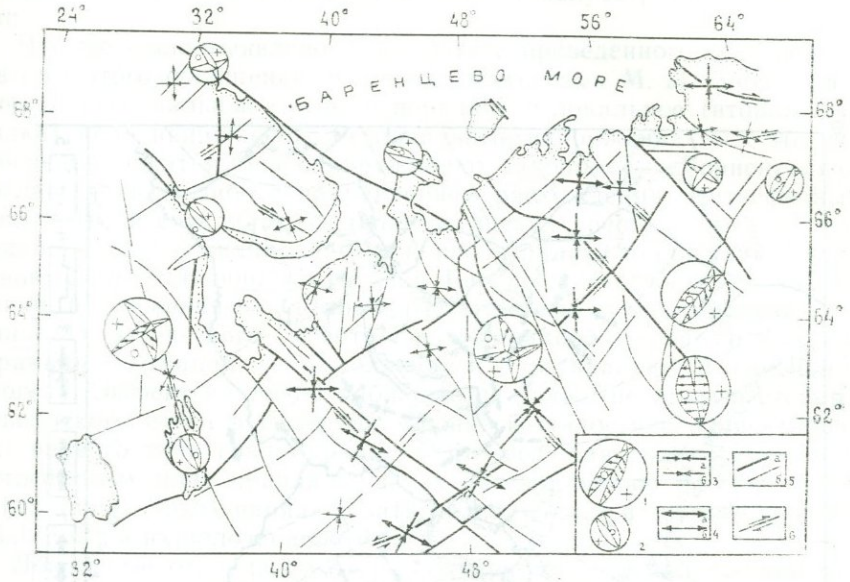
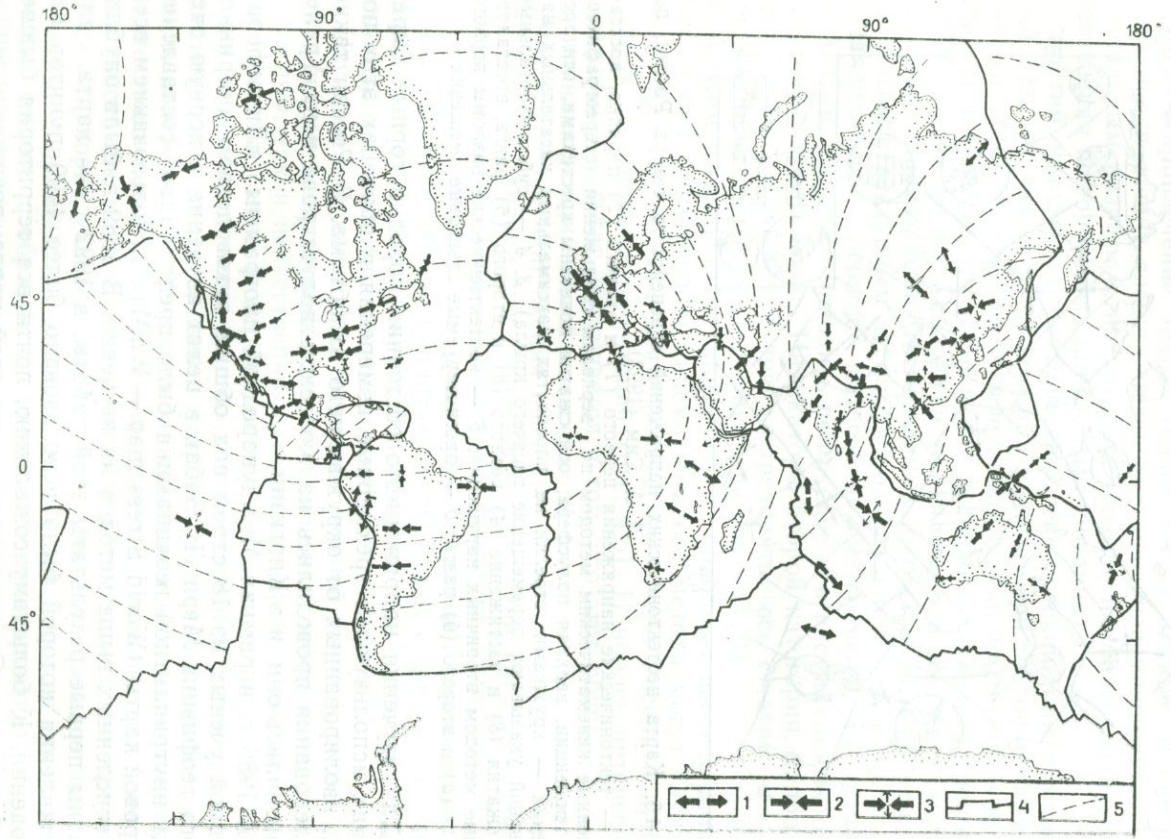


Рис. 4.5. Карта неотектонических напряжений европейского севера России, по Л. А. Сим (1993):

1, 2 — тектонические напряжения первого *(1)* и второго *(2)* порядка, восстановленные кинематическим методом по зеркалам скольжения (стереографические проекции, верхняя полусфера, оси сжатия показаны крестиками, оси растяжения — кружками; стрелки на плоскостях максимальных касательных напряжений указывают перемещение висячего крыла); *3, 4* — субгоризонтальные оси сжатия *(3)* и растяжение *(4)* первого *(а)* и второго *(б)* ранга, восстановленные методом вторичных нарушений; *5* — неотектонические разломы первого *(а)* и второго *(б)* ранга; *6* — прогнозируемые сдвиговые смещения

Для изучения напряженного состояния пород в горных выработках используются трехмерные измерения в образцах этих пород, изолированных от окружающего их объема. В России такие исследования проводились на Кольском полуострове и на Урале, проводились они и в Киргизии.

В 1986 г. в рамках Международной программы «Литосфера» группой ученых из 18 стран под общим руководством американского геофизика Мэри Лу Зобак в целях изучения в первую очередь внутриплитной геодинамики было предпринято составление Мировой карты (World Stress map — WSM) с использованием всех перечисленных выше методов их изучения. В 1989 г. были опубликованы первые результаты этой работы, в 1992 г. — карта, для составления которой было использовано более 4400 пунктов наблюдений. К большому сожалению, почти вся территория бывшего Советского Союза осталась на этой карте, воспроизведенной на рис. 4.6, большим белым пятном, за исключением Урала, Байкальской рифтовой зоны и частично Верхояно-Колымской области, хотя, как указывалось выше, некоторые исследования в этом


180°
90°
0
90°
180°
45°
0
45°
1
2
3
4
5

направлении велись также на Кольском полуострове и в Киргизии.

Что же было выявлено в результате проведенного обобщения? Авторы этого обобщения, и прежде всего сама М. Л. Зобак, различают региональное (первого порядка) и локальное (второго порядка) поля напряжений. Региональные напряжения — это напряжения сжатия, они обнаруживают закономерную ориентацию, согласующуюся либо с направлением расхождения литосферных плит от осей спрединга срединно-океанских хребтов, либо с направлением, перпендикулярным к простиранию коллизионных орогенов. Соответственно в Северной Европе, в частности в Скандинавии, напряжения ориентированы нормально к простиранию Срединно-Атлантического хребта, а в Западной Европе, в Англии, Франции, Германии, — нормально к простиранию Альпийского орогена. Эффект коллизии наблюдается также по другую сторону альпийского пояса в Северной Африке и Индостане. Ориентировка первого типа свидетельствует, что ведущая роль в смещении литосферных плит принадлежит их расталкиванию на осях спрединга (ridge push) наряду с затягиванием плит в зоны субдукции (slab pull) и их волочением (drag).

Локальные отклонения от регионального поля напряжений отмечены прежде всего в рифтовых зонах. Это касается, в частности, Восточно-Африканской рифтовой системы, области Бассейнов и Хребтов в Североамериканских Кордильерах и Байкальской рифтовой системы. Утолщение коры, как в Андах или Тибете, или утонение литосферы также ведет к преобладанию растяжения и нормального сбрасообразования в фокальных механизмах. Отклонения от регионального поля напряжений наблюдается и в связи с мощным осадконакоплением на пассивных окраинах континентов — растяжение под окраинами, сжатие на прилегающей океанской плите. По оценке М. Л. Зобак, величина локального стресса может быть равна величине регионального стресса или превосходить ее до 2,5 раз.

Исследования типа проведенных Л. А. Сим на севере европейской территории России являются существенной детализацией глобального обобщения, позволяющей, как мы видели выше, выделить в пределах литосферных плит области — субплиты — с напряжениями разных знаков и ориентации. Все это очень важно для понимания внутриплитной тектоники и сейсмичности.

Рис. 4.6. Генерализованная карта напряжений в литосфере, составленная по международной программе «Литосфера» (М. Л. Зобак, 1992). Учтены решения фокального механизма землетрясений, наблюдения в скважинах, штрихи на сместителе разрывов, ориентировка выводных каналов при вулканических извержениях. Размер нанесенных на карту знаков пропорционален количеству и согласованности исходных данных.

1 — растяжение, образование сбросов; *2* — сжатие с образованием взбросов и надвигов; *3* — сжатие с образованием диагональных сдвигов; *4* — границы литосферных плит; *5* — траектории абсолютного движения литосферных плит согласно модели Минстера—Джордана

Таким образом, изучение напряженного состояния земной коры и литосферы удачно дополняет материалы регистрации современных тектонических движений и дает возможность получить более полную картину современной тектонической активности и геодинамики.

ГЛАВА 5
РИФТОГЕНЕЗ

Современная тектоническая активность распределена крайне неравномерно и сосредоточена главным образом на границах литосферных плит. Двум главным видам этих границ (см. гл. 3) соответствуют и главные геодинамические обстановки. На дивергентных границах развивается рифтогенез, которому посвящена настоящая глава, здесь же мы рассмотрим активность трансформных границ, поскольку они связаны в первую очередь с рифтовыми зонами океанов. Конвергентное взаимодействие литосферных плит выражается субдукцией, обдукцией и коллизией (см. гл. 6). Сведения о сравнительно слабых, но важных по своим геологическим последствиям внутриплитных тектонических процессах будут даны в главе 7.

Термином *рифтовая долина* (англ. rift — расщелина) Дж. Грегори в конце прошлого века обозначил ограниченные сбросами грабены Восточной Африки, образующиеся в условиях растяжения. Впоследствии Б. Уиллис противопоставил их рампам — грабенам, зажатым между встречными взбросами. Понятие, имевшее вначале главным образом структурное содержание, в дальнейшем, особенно в последние десятилетия, обогащалось представлениями о геологических условиях и вероятных глубинных механизмах формирования этих линейных зон растяжения, о характерных магматических и осадочных образованиях и, таким образом, наполнялось генетическим содержанием. Складывалось современное понимание рифтогенеза, которое четверть века назад вошло в концепцию тектоники плит как один из важнейших ее элементов. При этом оказалось, что большинство рифтовых зон (в новом, широком их понимании) находится в океанах, однако там рифты как структуры, контролируемые сбросами, имеют подчиненное значение, а главным способом реализации растягивающих напряжений служит раздвиг.

5.1. Глобальная система рифтовых зон

Большинство современных рифтовых зон связаны между собой, образуя глобальную систему, протянувшуюся через континенты и океаны (рис. 5.1). Осознание единства этой системы, охватившей весь земной шар, побудило исследователей искать планетарные по своему масштабу механизмы тектогенеза и способствовало рожде-

нию «новой глобальной тектоники», как в конце 60-х годов называли концепцию тектоники литосферных плит.

В системе рифтовых зон Земли бóльшая ее часть (около 60 тыс. км) находится в океанах, где выражена срединно-океанскими хребтами (см. рис. 5.1), их перечень дается в гл. 10. Эти хребты продолжают один другой, а в нескольких местах связаны между собой «тройными сочленениями»: на соединениях Западно-Чилийского и Галапагосского хребтов с Восточно-Тихоокеанским, на юге Атлантического океана и в центральной части Индийского. Пересекая границу с пассивными континентальными окраинами, океанские рифты продолжаются континентальными. Такой переход прослежен к югу от тройного сочленения Аденского и Красноморского океанских рифтов с рифтом долины Афар: вдоль нее с севера на юг океанская кора выклинивается и начинается континентальная Восточно-Африканская зона. В Арктическом бассейне океанский хребет Гаккеля продолжается континентальными рифтами на шельфе моря Лаптевых, а затем сложной неотектонической зоной, включающей Момский рифт (см. рис. 5.3).

Там, где срединно-океанские хребты подходят к активной континентальной окраине, они могут поглощаться в зоне субдукции. Так, у Андской окраины заканчиваются Галапагосский и Западно-Чилийский хребты. Другие соотношения демонстрирует Восточно-Тихоокеанское поднятие, над продолжением которого на надвинутой Северо-Американской плите образовался континентальный рифт Рио-Гранде. Подобным образом океанские структуры Калифорнийского залива (представляющие собой, по-видимому, ответвление главной рифтовой зоны) продолжаются континентальной системой Бассейнов и Хребтов.

Отмирание рифтовых зон по простиранию носит характер постепенного затухания или бывает приурочено к трансформному разлому, как, например, на окончании хребтов Хуан-де-Фука и Американо-Антарктического. Для Красноморского рифта окончанием служит Левантинский сдвиг.

Охватывая почти всю планету, система рифтовых зон кайнозоя обнаруживает геометрическую правильность и определенным образом ориентирована относительно оси вращения геоида (рис. 5.2). Рифтовые зоны образуют почти полное кольцо вокруг Южного полюса на широтах 40—60° и отходят от этого кольца меридионально с интервалом около 90° тремя затухающими к северу поясами: Восточно-Тихоокеанским, Атлантическим и Индоокеанским. Как показали Е. Е. Милановский и А. М. Никишин (1988), может быть, с некоторой условностью намечен на соответствующем месте и четвертый, Западно-Тихоокеанский, пояс, который прослеживается как совокупность задуговых проявлений рифтогенеза. Нормальное развитие рифтового пояса здесь было подавлено интенсивным западным смещением и субдукцией Тихоокеанской плиты.

Под всеми четырьмя поясами до глубин в первые сотни километров томография обнаруживает отрицательные аномалии ско-

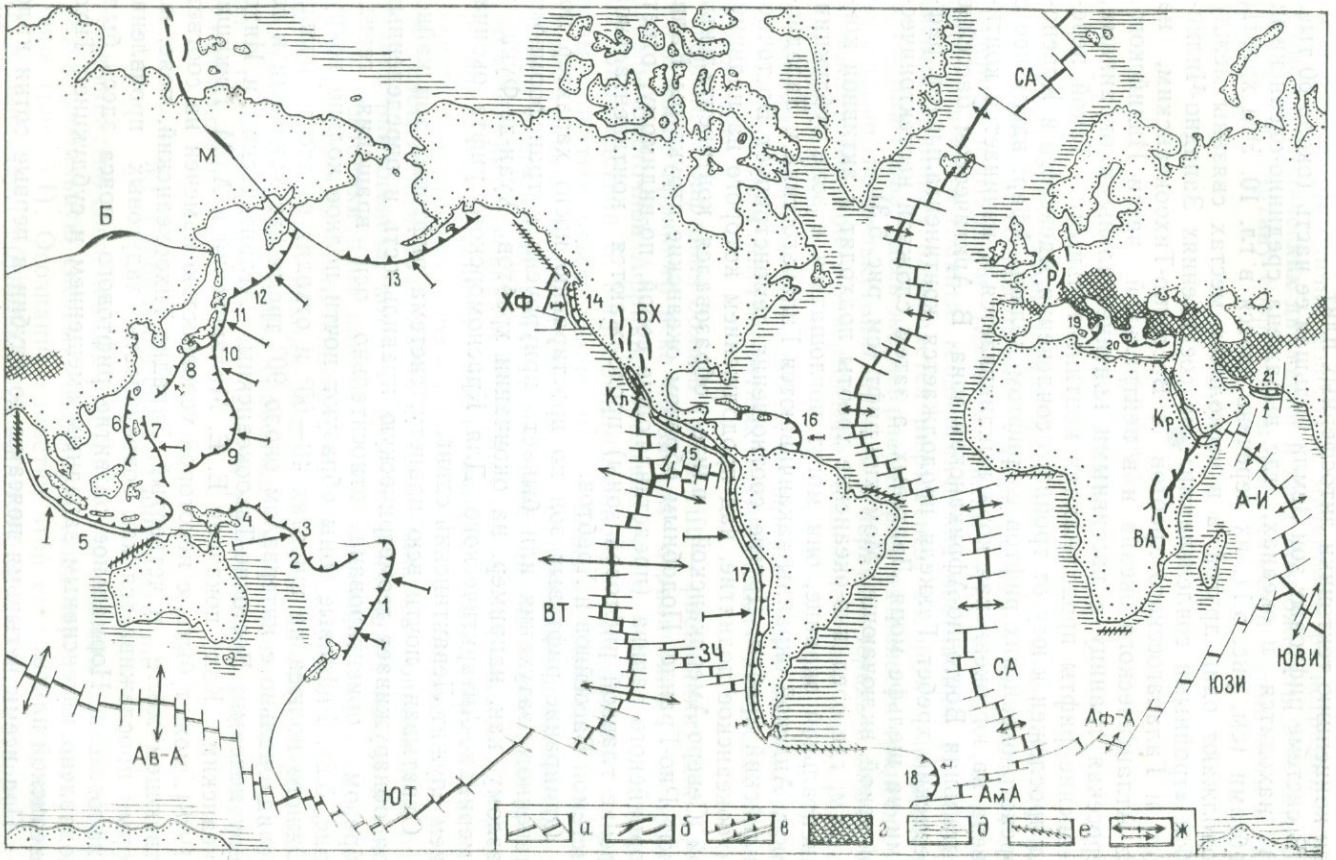

М
Б
ХФ
БХ
Кл
ВТ
ЗЧ
ЮТ
Ав-А
СА
Кр
ВА
А-И
ЮЗИ
ЮВИ
Аф-А
АмА
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
а
б
в
г
д
е
ж

Рис. 5.1. Глобальная система современных континентальных и океанских рифтов, главные зоны субдукции и коллизии, пассивные (внутриплитные) континентальные окраины.

Рифтовые зоны: Срединно-Атлантическая (СА), Американо-Антарктическая (Ам—А), Африкано-Антарктическая (Аф—А), Юго-Западная Индоокеанская (ЮЗИ), Аравийско-Индийская (А—И), Восточно-Африканская (ВА), Красноморская (Кр), Юго-Восточная Индоокеанская (ЮВИ), Австрало-Антарктическая (Ав—А), Южно-Тихоокеанская (ЮТ), Восточно-Тихоокеанская (ВТ), Западно-Чилийская (ЗЧ), Галапагосская (Г), Калифорнийская (Кл), Рио-Гранде — Бассейнов и Хребтов (БХ), Горда—Хуан-де-Фука (ХФ), Нансена—Гаккеля (НГ, см. рис. 5.3), Момская (М), Байкальская (Б), Рейнская (Р). Зоны субдукции: *1* — Тонга—Кермадек; *2* — Новогебридская; *3* — Соломон; *4* — Новобританская; *5* — Зондская; *6* — Манильская; *7* — Филиппинская; *8* — Рюкю; *9* — Марианская; *10* — Идзу-Бонинская; *11* — Японская; *12* — Курило-Камчатская; *13* — Алеутская; *14* — Каскадных гор; *15* — Центральноамериканская; *16* — Малых Антил; *17* — Андская; *18* — Южных Антил (Скотия); *19* — Эоловая (Калабрийская); *20* — Эгейская (Критская); *21* — Мекран.

а — океанские рифты (зоны спрединга) и трансформные разломы; *б* — континентальные рифты; *в* — зоны субдукции: островодужные и окраинно-материковые (двойная линия); *г* — зоны коллизии; *д* — пассивные континентальные окраины; *е* — трансформные континентальные окраины (в том числе пассивные); *ж* — векторы относительных движений литосферных плит, по Дж. Минстеру, Т. Джордану (1978) и К. Чейзу (1978), с дополнениями; в зонах спрединга — до 15—18 см/год в каждую сторону, в зонах субдукции — до 12 см/год

ростей и повышенное затухание сейсмических волн, что объясняют восходящим током разогретого вещества мантии (см. рис. 2.1). Правильность в размещении рифтовых зон сочетается с глобальной асимметрией как между полярными областями, так и относительно Тихоокеанского полушария.

Закономерна и ориентировка векторов растяжения в рифтовых зонах, преобладают близмеридиональные и близширотные. Последние максимальны в приэкваториальных областях, убывая вдоль хребтов как в северном, так и в южном направлении.

Вне глобальной системы находятся лишь немногие из крупных рифтов. Это система Западной Европы (включающая Рейнский грабен), а также системы Байкальская (рис. 5.3) и Фэнвей (Шаньси), приуроченные к разломам северо-восточного простирания, активность которых, как полагают, поддерживается коллизией континентальных плит Евразии и Индостана.

5.2. Континентальный рифтогенез

Активным рифтовым зонам континентов свойственны расчлененный рельеф, сейсмичность, вулканизм, которые отчетливо контролируются крупными разломами, преимущественно сбросами. Главный современный пояс континентального рифтогенеза, протянувшийся почти меридионально более чем на 3 тыс. км через всю Восточную Африку, так и был назван поясом Великих африканских разломов. Образующие его зоны разветвляются и сходятся, подчиняясь сложному структурному рисунку. В рифтах этого пояса образовались озера Танганьика, Ньяса (Малави) и другие; среди приуроченных к нему вулканов — такой гигант, как Килиманд-

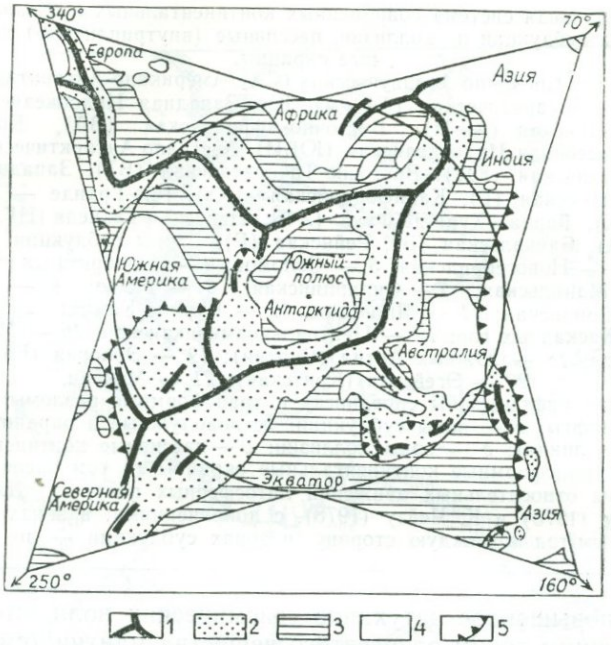


Рис. 5.2. Геометрическая правильность размещения глобальной системы современных рифтов относительно оси вращения Земли, по Е. Е. Милановскому, А. М. Никишину (1988):
1 — кайнозойские оси рифтинга, главным образом активные; *2* — океанская литосфера кайнозойского возраста; *3* — то же, мезозойского возраста; *4* — области с континентальной литосферой; *5* — конвергентные границы

жаро, и известный своей активностью Ньирагонго. Байкальская рифтовая система также принадлежит к числу наиболее представительных и хорошо изученных.

Рельеф, структура и осадочные формации. Центральное положение в рифтовой зоне обычно занимает долина шириной до 40—50 км, ограниченная сбросами, нередко образующими ступенчатые системы. Такая долина иногда протягивается вдоль сводового поднятия земной коры (например, Кенийский рифт), но может формироваться и без него. Тектонические блоки на обрамлении рифта бывают приподняты до отметок 3000—3500 м, а горный массив Рувензори на севере Танганьикской зоны возвышается до 5000 м. Нередко рифты осложнены продольными или диагональными горстами. В области Бассейнов и Хребтов Северной Америки растяжение земной коры распределилось по обширной (почти 1000 км) площади, где образовались многочисленные сравнительно мелкие грабены, разделенные горстами, что создает сложный тектонический рельеф. Иногда, как, например, на востоке Бразильского щита, наблюдаются системы асимметричных односто-

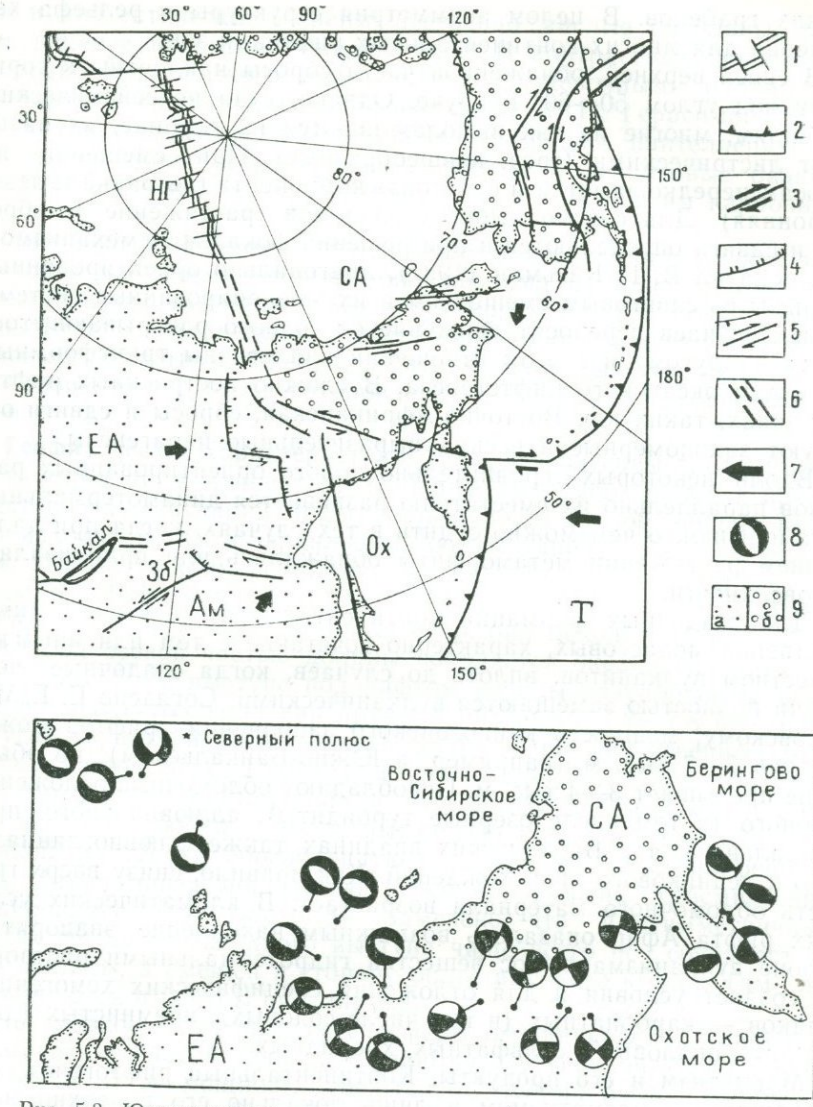


Рис. 5.3. Юго-восточное окончание океанской рифтовой зоны Нансена — Гаккеля и продолжающие ее сейсмически активные разломы, разделяющие Евразийскую и Северо-Американскую литосферные плиты. По Л. М. Парфенову и др. (1988). Внизу — фокальные механизмы сейсмических очагов на этой активной границе, по Д. Куку и др. (1986): *1* — зоны спрединга (НГ — зона Нансена—Гаккеля); *2* — глубоководные желоба (зоны субдукции); *3* — трансформные разломы; *4* — взбросы; *5* — сбросы и сдвиги; *6* — зоны рассеянного рифтинга; *7* — движение литосферных плит и микроплит; *8* — фокальные механизмы сейсмических очагов; *9* — суша в пределах Евразийской (*а*) и Северо-Американской (*б*) плит. Литосферные плиты и микроплиты: ЕА — Евразийская; СА — Северо-Американская; Т — Тихоокеанская; Зб — Забайкальская; Ам — Амурская; Ох — Охотоморская

ронних грабенов. В целом асимметрия структуры и рельефа характерна для многих континентальных рифтовых зон.

В своей верхней, обнаженной части сбросы наклонены к горизонту под углом 50—60° и круче. Однако, судя по сейсмическим профилям, многие из них выполаживаются на глубине, их называют листрическими (греч. ковшеобразные). При смещении по сбросам нередко заметна и сдвиговая компонента (на Байкале левосторонняя). Для сейсмоактивных разломов растяжение по сбросам и сдвиги определяются и при решении фокальных механизмов. Как показал В. Г. Казьмин (1987), диагонально ориентированные разрывы со сдвиговым смещением и их эшелонированные системы в ряде случаев переносят движение от одного раскрывающегося рифта к другому и в этом отношении аналогичны трансформным разломам океанского рифтогенеза. В сложно построенных рифтовых зонах, таких как Восточно-Африканская, сбросы и сдвиги образуют закономерные и весьма выразительные парагенезы.

Вдоль некоторых сравнительно полого ориентированных разрывов параллельно их сместителю развивается динамотермальный метаморфизм, о чем можно судить в тех случаях, когда при дальнейшем растяжении метаморфиты обнажились или приблизились к поверхности.

Для осадочных формаций континентальных рифтов, преимущественно молассовых, характерно сочетание с тем или иным количеством вулканитов, вплоть до случаев, когда осадочные формации полностью замещаются вулканическими. Согласно Е. Е. Милановскому, мощность кайнозойского заполнения рифтов может достичь 5—7 тыс. м (например, в Южно-Байкальском), но обычно не превышает 3—4 тыс. м. Преобладают обломочные отложения озерного (в том числе озерные турбидиты), аллювиального, пролювиального, а в Байкальских впадинах также флювиогляциального и ледникового происхождений. Как правило, снизу вверх грубость обломочного материала возрастает. В климатических условиях рифта Афар оказалось возможным накопление эвапоритов. В зоне вулканизма вынос вещества гидротермальными растворами создает условия и для отложения специфических хемогенных осадков — карбонатных (в том числе содовых), кремнистых (диатомовых, опаловых), сульфатных, хлоридных.

Магматизм и его продукты. Континентальный рифтогенез сопровождается магматизмом и лишь локально его поверхностные проявления могут отсутствовать. Так, в частности, нет надежно установленного вулканизма в рифте озера Байкал, но в той же системе в Тункинском и Чарском рифтах есть трещинные излияния базальтов. Нередко вулканы размещаются асимметрично — по одну сторону от рифтовой долины, на ее более высоком борту.

Магматические породы исключительно разнообразны, среди них широко представлены щелочные разности. Характерны контрастные (бимодальные) формации, в образовании которых участвуют как мантийные базальтовые выплавки (и их производные),

так и анатектические, преимущественно кислые расплавы, формирующиеся в континентальной коре. В контрастных формациях Восточно-Африканского пояса наряду с щелочными оливиновыми базальтами, трахитами и фонолитами В. И. Герасимовский и А. И. Поляков указывают риолиты, комендиты, пантеллериты. В калиевых сериях встречаются лейцититы и лейцитовые базаниты. Есть щелочные ультрабазиты и сопутствующие им карбонатиты.

Согласно М. Уилсон (1989), данные о содержаниях редких элементов и изотопных отношениях неодима и стронция в разных вулканических формациях Восточно-Африканского пояса свидетельствуют о неодинаковой степени контаминации мантийных магм коровым веществом. Оказалось, что в некоторых сериях все разнообразие пород было обусловлено фракционной кристаллизацией.

Геофизические характеристики. По геофизическим данным мощность коры под континентальными рифтами уменьшается и происходит соответствующий подъем поверхности Мохоровичича, которая находится там в зеркальном соответствии с наземным рельефом. Мощность коры под Байкальским рифтом снижается до 30—35 км, под Рейнским — до 22—25 км, под Кенийским — до 20 км, причем на север, вдоль долины Афар, она доходит до 13 км, а далее под осевой частью долины появляется океанская кора.

В мантийном выступе под рифтом породы разуплотнены (скорости продольных волн варьируют в интервале 7,2—7,8 км/с), их упругие характеристики снижены до значений, свойственных мантийной астеносфере. Поэтому их рассматривают либо как астеносферный диапир (для рифтов Рио-Гранде и Кенийского), либо как линзовидную «подушку», вытянутую вдоль рифтовой зоны и в какой-то степени обособленную от главного астеносферного слоя. Такая линза мощностью 17 км обнаружена сейсмическим зондированием под Байкалом. Замечено, что в асимметричных рифтах гребень мантийного выступа чаще всего не совпадает с осью долины, а смещен в сторону более высокого крыла. Там же размещаются и центры вулканизма.

Неглубокое залегание астеносферы ограничивает глубинность сейсмических очагов. Они размещаются в утоненной коре, и в зависимости от ее мощности предельная глубина очагов варьирует от 15 до 35—40 км. Решение фокального механизма очагов устанавливает сбросовые и подчиненные им сдвиговые смещения.

Близость разогретой астеносферы, вулканизм и повышенная проницаемость нарушенной разломами коры выражаются в геотермическом поле, тепловой поток в рифтах резко повышен. Магнитотеллурическим зондированием определена высокая электропроводность пород в астеносферном выступе.

В гравитационном поле рифтовой зоне соответствует отрицательная аномалия Буге, протянувшаяся широкой полосой и, как полагают, обусловленная разуплотнением мантийных пород. На этом фоне прослеживаются более резкие отрицательные аномалии

над рифтовыми впадинами с их рыхлым осадочным заполнением и положительные аномалии, маркирующие полосы внедрения основных и ультраосновных магматических пород.

Механизмы рифтогенеза. Физические модели образования рифтов учитывают наблюдаемую концентрацию растяжений в сравнительно узкой полосе, где происходит соответствующее уменьшение мощности континентальной коры. Вдоль ослабленной зоны образуется все более тонкая «шейка» (англ. necking), вплоть до разрыва и раздвига континентальной коры с их заполнением корой океанского типа. В разных рифтах такой критический момент наступает, по-видимому, при разной предельной толщине сиалической коры (в Красноморском и Аденском рифтах она была утонена приблизительно вдвое) и означает переход от континентального рифтогенеза к океанскому.

Поскольку у земной поверхности растяжение в континентальных рифтах происходит посредством сбросовых смещений, первоначальная, классическая модель рифтогенеза учитывала только эти хрупкие деформации (рис. 5.4, *а*). По подсчетам Ж. Анжелье и Б. Колетты, суммарный эффект смещения по сбросам дает растяжение на 10—50% в Суэцком заливе до 50—100% в Калифорнийской системе и до 200% на юге области Бассейнов и Хребтов. На одном из отрезков долины Афар подсчеты У. Мортона и Р. Блэка дали трехкратное растяжение. Столь высокие значения получили удовлетворительное объяснение в более поздних моделях, которые строились с учетом изменения механических свойств пород с глубиной, по мере нарастания давлений и температур. Модель Р. Смита (рис. 5.4, *б*) предусматривает в низах коры, под ярусом хрупких деформаций, существование яруса пластических деформаций. При этом по мере растяжения сбросы изгибаются и выполаживаются в своей нижней части, становятся листрическими. Опускание блоков по таким сбросам сопровождается их вращением (опрокидыванием), а степень растяжения нарастает от краев рифтовой зоны к ее центру. Тот же эффект может быть получен и при допущении, что в средней части коры существует еще один, переходный, ярус деформаций, где смещение рассредоточено по множеству мелких диагональных сколов или субгоризонтальных поверхностей скольжения.

Все эти варианты рифтогенеза предусматривают локальное утонение коры под действием растягивающих напряжений с образованием симметрично построенной рифтовой зоны. Д. Маккензи (1978) дал количественную оценку последствий такого утонения: изостатическое опускание коры и встречное поднятие астеносферного выступа, которому этот исследователь отводит пассивную роль.

Еще одну модель, учитывающую новые данные о глубинном строении континентальных рифтов и свойственную многим из них асимметрию, предложил Б. Вернике (1981). Ведущая роль отводится крупному пологому (10—20°) сбросу, при образовании которого, возможно, используются внутрикоровые астеносферные

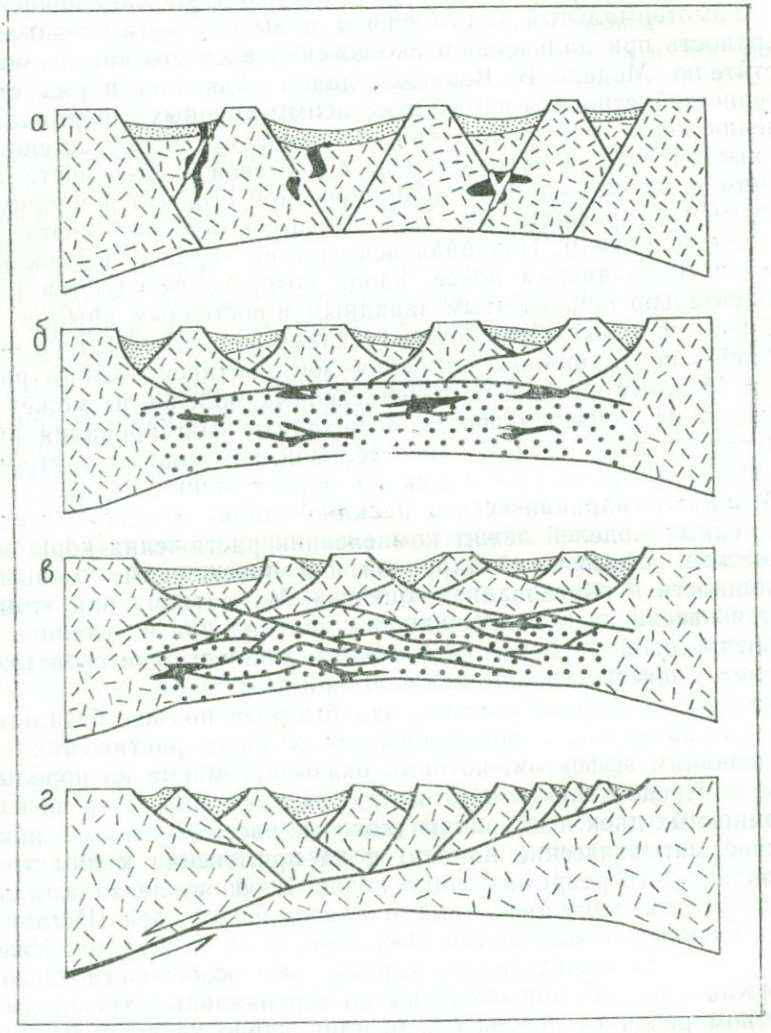


Рис. 5.4. Модели континентального рифтогенеза. По Р. Алмендингеру и др. (1987):

а — классическая модель симметричных горстов и грабенов; *б* — модель Р. Смита и других с субгоризонтальным срывом между ярусом хрупких и ярусом пластичных деформаций; *в* — модель У. Гамильтона и других с линзовидным характером деформаций; *г* — модель Б. Вернике, предусматривающая асимметричную деформацию на основе пологого сброса

слои (рис. 5.4, *г*). По мере растяжения висячее крыло осложняется ступенчатой системой мелких листрических сбросов, в то время как на другом крыле доминирует уступ, соответствующий плоскости главного сброса. С ним же связывают упоминавшийся выше динамотермальный метаморфизм и выход метаморфитов на поверхность при дальнейшем скольжении висячего крыла вниз по сместителю. Модель Б. Вернике удачно объясняет и ряд других особенностей строения и развития асимметричных рифтов. При утонении коры путем смещения по пологому сбросу астеносферный выступ должен находиться не под осевой частью рифта, а под висячим крылом, подпирая и приподнимая его, что и наблюдается на многих профилях. На этом же высоком борту рифта локализуется вулканизм. Подобная асимметрия хорошо выражена в Восточно-Африканском поясе, вдоль которого чередуются рифты с относительно приподнятым западным и восточным крылом.

С учетом новых геофизических данных не вызывает сомнения многообразие глубинного строения зон континентального рифтогенеза. Поэтому ни одна из перечисленных моделей не может претендовать на универсальность, а механизм формирования рифта меняется в зависимости от таких условий, как мощность, строение, температурный режим коры и скорость растяжения.

Механизм гидравлического расклинивания. В основе всех перечисленных моделей лежит компенсация растяжения коры ее механической деформацией (хрупкой или пластичной), уменьшением мощности и образованием «шейки». Магматизму при этом отводится пассивная роль. Между тем при наличии на глубине очагов базальтовой магмы (с ее высокими жидкостными свойствами) вступает в действие принципиально иной механизм.

Есть все основания считать, что быстрый подъем базальтовой магмы к поверхности обеспечивается в зонах растяжения расклинивающим эффектом, который оказывает магма на породы литосферы. Представления об этом процессе основываются на изучении линейных даек и их систем (которые рассматриваются как застывшие магматические клинья) и на применении к ним теории гидравлического разрыва горных пород. В основу легли детальные работы по изучению третичных и палеозойских даек Шотландии, завершившиеся обобщениями Дж. Ричи и Э. Андерсона. Уже на этом материале определились характерные особенности линейных даек. Как правило, они внедрены по вертикальным трещинам посредством раздвига крыльев перпендикулярно трещине без существенного уплотнения или смятия вмещающих дайку пород. Сбросового или сдвигового смещения при внедрении обычно нет. Дайки образуют субпараллельную систему, в пределах которой мощность даек выдерживается однообразной.

Э. Андерсон показал активную роль магмы при формировании дайки. Внедряясь по трещине, перпендикулярной минимальному сжимающему напряжению, магматический расплав оказывает расклинивающее действие, наращивая трещину в длину (см. рис. 5.5, *III*). Дальнейшее исследование зависимости интрузивно-

го процесса от соотношения главных напряжений вблизи магматической камеры дали Дж. Робсон и К. Барр. Однако количественное обоснование механизма внедрения дайки стало возможным позже, в связи с разработкой теории гидроразрыва горных пород при добыче нефти. М. Хабберт и Д. Уиллис провели аналогию между искусственным гидроразрывом и внедрением в земную кору магматических даек. Применительно к последним вопрос специально рассмотрели А. А. Пэк и В. С. Попов.

Гидравлическим разрывом (гидроразрывом) называют процесс образования и распространения трещин в горных породах под давлением жидкости, в том числе магматического расплава. Растяжение земной коры может выразиться зияющими трещинами отрыва лишь на самых малых глубинах — до 2—3 км. Глубже, с увеличением всестороннего давления и температур, хрупкий отрыв сменяется, как уже отмечалось, скалыванием по все более многочисленным плоскостям, а затем переходит в пластичную деформацию. Поскольку системы базальтовых даек берут начало на больших глубинах, формирование их путем пассивного заполнения зияющих трещин исключено. Единственный возможный механизм представляет активное внедрение посредством гидроразрыва пород с последующим раздвиганием стенок трещины.

Для развития гидроразрыва достаточно, чтобы давление жидкости лишь незначительно превышало минимальное сжимающее напряжение в породе; обычно в расчетах их отношение принимают равным 1,2. Образуется гидравлический клин, фронт жидкости подходит близко к концу трещины, но никогда не достигает его. Расклинивающий эффект обеспечивается концентрацией напряжений у вершины трещины, где распирающее ее давление нарастает от вершины пропорционально кубу раскрытия трещины в соответствии со снижением гидравлического сопротивления (см. рис. 5.5, *IV*). На развитие гидроразрыва мало влияют реальные различия прочности вмещающих пород. Происходит быстрое распространение трещины хрупкого отрыва и продвигающего ее магматического клина. Как показали расчеты Н. С. Севериной, теплоотдача такой инъекции компенсируется выделением тепла за счет трения на контактах, поэтому не происходит существенного повышения вязкости, которое замедляло бы процесс внедрения. Согласно сейсмологическим наблюдениям В. М. Горельчик и других в период трещинного извержения Толбачика на Камчатке, базальтовый клин подымался там со скоростью 100—150 м/ч.

Внедрение вертикальной дайки становится возможным, когда одно из главных сжимающих напряжений, направленных горизонтально, уменьшается тектоническим растяжением. Параллельные дайки, принадлежащие одному рою, по-видимому, внедрялись последовательно: каждый очередной гидравлический клин создавал ореол сжимающих напряжений, который препятствовал другим инъекциям, а в дальнейшем постепенно снимался тектоническим растяжением.

Таким образом, при наличии на глубине резервуара жидкой магмы возникают условия для разрастания литосферных слоев под действием множества параллельных гидроразрывов, в каждом из которых нагнетание расплава приводит к раздвигу вмещающих пород. Магматическая подстилка инъецируемого дайками слоя литосферы дает необходимую свободу горизонтального скольжения. Возможно поочередное или совместное (на разных уровнях) проявление как гидравлического расклинивания, так и механического растяжения в одной рифтовой зоне.

Для континентальных рифтов механизм гидравлического расклинивания становится значимым на завершающем этапе их развития, когда утонение коры приближается к критическим величинам, а снижение нагрузки на астеносферный выступ способствует большему отделению базальтовых выплавок. Именно в таких условиях на западном борту рифта Афар появляются продольные рои параллельных даек, обнаруженные П. Мором (1983) и связанные с базальтовым вулканизмом. В Красноморском рифте подобная фаза началась около 50 млн лет назад и усилилась 30 млн лет назад, когда в древнюю гранитную кору внедрились мощные рои параллельных даек контрастного состава (от толеитовых базальтов до гранофиров), которые прослеживаются вдоль северо-восточного побережья. Только 5 млн лет назад магматические клинья сконцентрировались в узкой полосе, обусловив отрыв Аравийской плиты. Континентальный рифтогенез сменился океанским, который продолжается по настоящее время.

В тех случаях, когда развитие континентального рифта прекращается на более ранней стадии, он сохраняется как ослабленная зона, борозда на континентальной плите, примером чему служат авлакогены (см. гл. 13).

5.3. Океанский рифтогенез (спрединг)

Океанский рифтогенез, основу которого составляет раздвиг посредством магматического расклинивания, может, таким образом, развиваться как прямое продолжение континентального. Вместе с тем многие современные рифтовые зоны Тихого и Индийского океанов изначально закладывались на океанской литосфере в связи с перестройками движения плит и отмиранием более ранних рифтовых зон.

Предположение о формировании земной коры в срединно-океанских хребтах при их раздвиге мантийной конвекцией, подъеме и кристаллизации базальтовой магмы высказывал А. Холмс еще в 30-х и 40-х годах, уподобив расходящуюся от активной зоны океанскую кору бесконечным лентам транспортера. Эта идея получила дальнейшее развитие после того, как Г. Хесс (1960) положил ее в основу представлений об эволюции океанов. Р. Дитц (1961) ввел термин *спрединг морского дна* (англ. spread — развертывать, расстилать). Вскоре Г. Бодварсон и Дж. Уокер (1964) предложили механизм разрастания океанской коры посредством

внедрения даек, который оказался в центре внимания на симпозиуме «Исландия и срединно-океанские хребты» и положил начало расшифровке тектономагматических процессов, формирующих кору в зоне спрединга. Интенсивные исследования последующих десятилетий, включавшие глубоководное бурение и детальную съемку зон спрединга с применением обитаемых подводных аппаратов, дали для этого большой новый материал.

Спрединг в Исландии. Для понимания океанского рифтогенеза особый интерес представляют данные по Исландии, где на протяжении 350 км Срединно-Атлантический хребет приподнят над уровнем моря. История повторяющихся трещинных излияний базальтов известна там на протяжении тысячелетия, а с прошлого века ведутся специальные геологические исследования, которые были дополнены в дальнейшем геофизическими и высокоточными геодезическими наблюдениями. Современная тектоническая и вулканическая активность сосредоточена в субмеридиональных неовулканических зонах, пересекающих остров в его центральной части. Самые молодые базальты, соответствующие эпохе Брюнес, приурочены к их оси. Они окаймляются базальтами с возрастом 0,7—4 млн лет, далее из-под них выступает мощная серия платобазальтов вплоть до среднемиоценовых (16 млн лет), залегающих с преобладанием встречного наклона в сторону неовулканических зон. Характерно, что в обратном направлении (от осевых зон) базальтовые покровы уменьшаются в мощности и последовательно выклиниваются, начиная от относительно молодых. В результате в любой точке наклон базальтов сверху вниз возрастает: от горизонтального залегания вблизи уже эродированной кровли платобазальтов до 3—4° на отметках около 1000 м, 7—8° на уровне моря и приблизительно 20° на глубине 2000 м (по данным бурения).

Каждое трещинное излияние оставляет горизонтально залегающий (и выклинивающийся вкрест простирания зоны) базальтовый покров мощностью до 10 м и более, а также его подводящий канал — вертикальную дайку долерита шириной чаще всего 1—3 м, ориентированную перпендикулярно оси минимальных сжимающих напряжений, т. е. вдоль рифтовой зоны. Каждое следующее извержение добавляет один базальтовый покров и одну дайку, поэтому вниз по разрезу платобазальтов даек становится все больше. Этот вопрос специально исследовал Дж. Уокер в Восточной Исландии. Он установил закономерное уменьшение количества даек при подъеме от уровня моря к водораздельным отметкам 1000—1100 м и экстраполировал их дальнейшее убывание по линейной зависимости. Все такие графики показали полное выклинивание даек на отметках 1350—1650 м, т. е. именно там, где должна была находиться первичная кровля платобазальтов. Предполагается, что ниже уровня моря количество даек соответственно нарастает.

По мере напластования платобазальтов происходит их гравитационное проседание, в значительной степени компенсационное по отношению к питающему магматическому очагу, который просле-

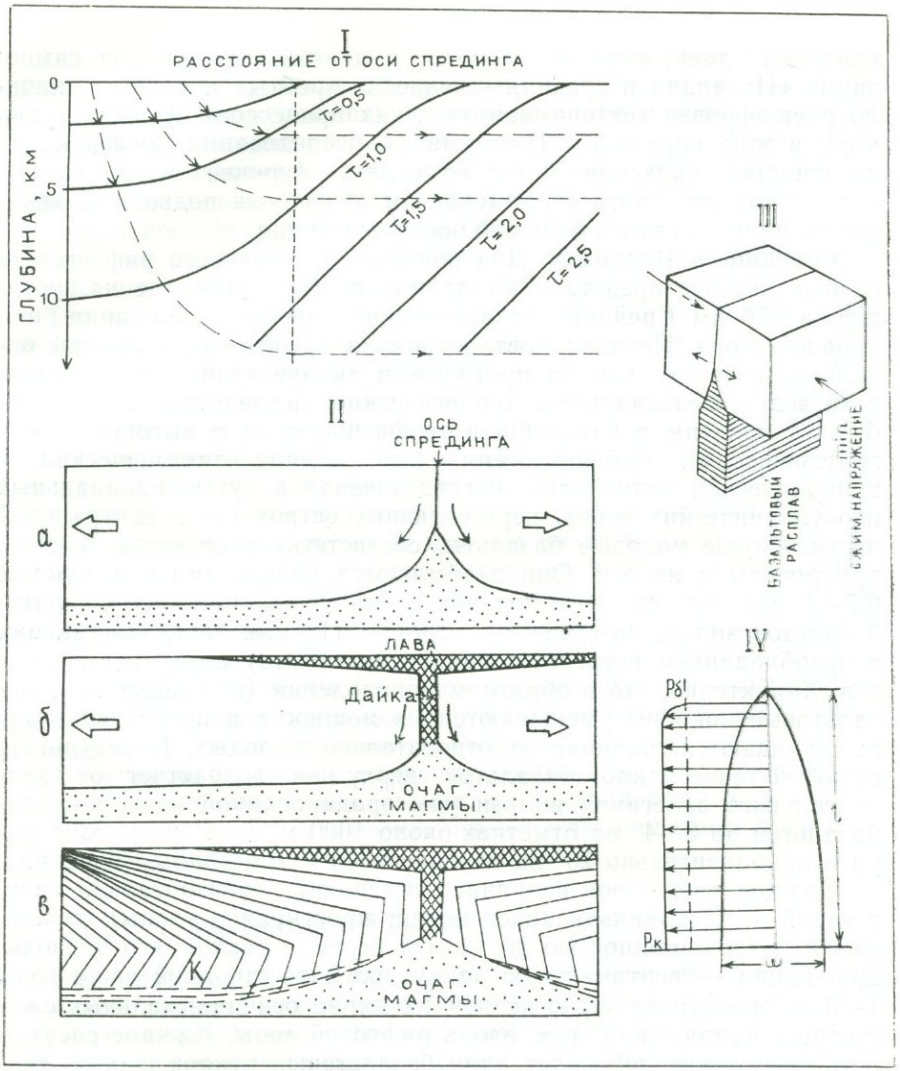


Рис. 5.5. Модель формирования второго слоя океанской коры в Исландии, Срединно-Атлантическая зона спрединга:

I — кинематическая схема Г. Пальмасона (1973): траектории перемещения излившихся базальтов (пунктир) и изохроны их перемещения (сплошные линии) в процессе раздвига и изостатического опускания. *II* — схема И. Гибсона и А. Гиббса (1987), поясняющая механизм спрединга посредством внедрения даек и поверхностных излияний базальта: расклинивающее воздействие даек определяет раздвиг, проседание под нагрузкой базальтов формирует веерообразные моноклинали по обе стороны от осевой зоны (К — комплекс параллельных даек). *III* — внедрение базальтовой дайки в плоскости, перпендикулярной минимальному сжимающему напряжению, по Э. Андерсону и М. Хаберту. *IV* — базальтовая дайка как гидравлический клин: эпюра распирающих трещину напряжений (Р), которые резко убывают к вершине гидравлического клина обратно пропорционально кубу раскрытия трещины, что создает там концентрацию напряжений, расклинивающий эффект и продвижение клина (по А. А. Пэку, 1968): l — длина трещины; ω — раскрытие трещины: $P_к$ — давление нагнетаемой жидкости у начала трещины; $P_б$ — боковые напряжения, сжимающие трещину

жен магнитотеллурическим зондированием. Одновременно по мере внедрения все новых параллельных даек долерита происходит раздвиг на величину суммарной их мощности. На основании таких наблюдений Г. Бодварсон и Дж. Уокер предложили механизм разрастания земной коры посредством внедрения даек. На рис. 5.5, *I* из более поздней публикации Г. Пальмасона (1973) этот механизм поясняется кинематической схемой. На ней показаны расчетные траектории и изохроны перемещения новообразованных в осевой зоне пород в ходе их последующего опускания и отодвигания по одну сторону от оси. Схема И. Гибсона и А. Гиббса (рис. 5.5, *II*) иллюстрирует все нарастающий наклон платобазальтов на глубине и строение веерообразных моноклиналей, которые формируются по обе стороны от осевой зоны по мере проседания изливающихся базальтов и расклинивания активной зоны дайками. Последние при внедрении вертикальны, а в дальнейшем наклоняются вместе с вмещающими платобазальтами. В конечном результате происходит новообразование второго слоя океанской коры.

Реальное воплощение этой модели в Исландии осложняется многократными латеральными «перескоками» оси трещинных излияний в пределах вулканической зоны и даже смещением всей этой зоны. Кроме того, некоторая часть растяжения приходится на сбросы и открытые трещины, т. е. раздвиги. Полагают, что такие структуры компенсируют наверху внедрение тех даек, которые не достигли поверхности. В частности, экранированные дайки, вероятно, завершаются долеритовыми силлами, которых немало среди платобазальтов. Кроме того, при трещинных излияниях часть базальтовой магмы распространяется от вулканически-активного участка по простиранию зоны путем продольного прорастания даек. По данным Г. Сигурдсона, несколько таких внедрений произошло после трещинного извержения Краблы 1975 г., их продвижение со скоростью нескольких сотен метров в час сопровождалось сейсмическими толчками и проседанием поверхности в полосе шириной в первые километры. Общая величина проседания достигала 1,5 м, в том числе амплитуда смещения по некоторым сбросам — до 1 м.

Использование наблюдений по Исландии, несмотря на их детальность и надежность, ограничено аномальностью этого отрезка срединно-океанского хребта относительно обычных подводных зон спрединга. Мощность океанской коры здесь намного выше нормальной (до 40 км), что устойчиво поддерживает поверхность острова над уровнем моря в течение всей его геологической истории. Учитывая характерные геохимические особенности исландских базальтов, это объясняют прохождением оси спрединга над мантийной струей, подымающей вещество из глубоких частей мантии и увеличивающей скорость поступления базальтового расплава, который формирует океанскую кору повышенной мощности (см. гл. 3 и 7).

Спрединг в подводных срединно-океанских хребтах. С помощью обитаемых подводных аппаратов к настоящему времени подробно изучен целый ряд отрезков рифтовых зон океана. Начало этим работам положила франко-американская программа FAMOUS, по которой в 1974—1975 гг. были закартированы участки Срединно-Атлантического хребта к юго-западу от Азорских островов, расположенные в рифтовой долине, на трансформном разломе и на их сочленении. Сейсмически- и вулканически-активная осевая часть рифтовой долины на изученном отрезке оказалась построенной симметрично (см. рис. 10.1, *II*). По обе стороны от недавно излившихся подушечных лав, образующих вытянутые вдоль продольных трещин насыпи, на расстояние 1,5 км в одну и другую сторону прослежены продукты все более ранних трещинных извержений, что удалось установить по толщине корок выветривания на лавовых подушках.

Впоследствии южнее, в районе разлома Кейн, подобные исследования по программе MARK охватили сразу несколько разделенных разломами сегментов Срединно-Атлантического хребта общей протяженностью около 80 км (см. рис. 10.1, *I, IV, V, VII*). Обнаружилось, что даже столь дробные отрезки имеют между собой отчетливые структурные различия и что в ходе спрединга активный раздвиг смещался с одного сегмента на другой. Таким образом, разрастание хребта представляет собой суммарный эффект всех этих локальных эпизодов. На профилях видно, что и в периоды отсутствия трещинных излияний продолжается растяжение, выраженное ступенчатыми сбросами. На некоторых сегментах часть раздвига компенсирована подъемом тектонических блоков габбро и серпентинизированных перидотитов, т. е. пород III слоя океанской коры и литосферной мантии.

Как показали дальнейшие глубоководные исследования, эти наблюдения неслучайны. Зоны с невысокими скоростями спрединга, такие как Срединно-Атлантическая, распадаются на сегменты, в каждом из которых собственно спрединг (магматический, конструктивный) чередуется с фазами структурного, деформационного рифтогенеза, схожего с континентальным, когда происходит растяжение и утонение коры. В эти фазы образуются или подновляются ограниченные сбросами рифтовые долины, которые, как и на континентах, в одних случаях симметричны, в других, напротив, согласуются с моделью Б. Вернике о деформациях на основе крупного пологого сброса. Согласно А. Карсону (1992), продолжительность таких чередующихся фаз достигает десятков и первых сотен тысяч лет. При этом соседние сегменты хребта в одно и то же время могут находиться в разной фазе.

Поскольку каждый сегмент проходит через растяжение со сбрасообразованием, центральные рифтовые долины наблюдаются в низкоскоростных зонах спрединга на всем их протяжении. Для высокоскоростных, таких как Восточно-Тихоокеанская, рифтовые долины нехарактерны и в их развитии отчетливо доминирует магматический спрединг. При этом в них замечена устойчивость оси

трещинных излияний, в отличие от зон атлантического типа, где нередки латеральное блуждание и мелкие «перескоки» магматической оси, подобные тем, которые в наземных условиях наблюдаются в Исландии.

В самых молодых спрединговых бассейнах, находящихся в тесном континентальном обрамлении, возможна быстрая седиментация, препятствующая свободным трещинным излияниям и формированию нормального II слоя. Не достигая поверхности, дайки заканчиваются в толще осадков, образуя силлы, как это установлено в бассейне Гуаймас Калифорнийского залива.

К вулканическим зонам срединно-океанских хребтов приурочены выходы высокотемпературных гидротерм, особенно многочисленные при высоких скоростях спрединга. С ними связаны медно-цинковые колчеданные руды, железомарганцевые металлоносные осадки, а также зеленокаменное изменение базальтов.

Формирование океанской коры в зонах спрединга. Современные представления о механизмах формирования океанской коры основываются на наблюдениях в активных зонах спрединга в сопоставлении с данными глубоководного бурения, а также детального изучения офиолитов — фрагментов древней океанской коры на континентах (см. гл. 12). Образование II слоя с базальтовой верхней частью и комплексом параллельных долеритовых даек внизу уже рассмотрено выше как результат последовательного гидравлического расклинивания. Очаги базальтового расплава, питающие магматические клинья, удалось к настоящему времени оконтурить многоканальным сейсмопрофилированием, но только в средне- и высокоскоростных зонах спрединга. Протягиваясь продольно, эти очаги невелики в поперечном сечении, при ширине около 1 км и высоте всего лишь в несколько сотен метров они находятся на глубине 1—2 км от поверхности. В частности, в Восточно-Тихоокеанском поясе на 9°30′ с. ш., по данным Р. Детрика и др. (1987), верхняя граница магматического очага прослежена на глубине менее 1 км, а новообразованная океанская кора над ней представлена только слоем II.

В такую кровлю местами внедряются штокообразные тела массивных габбро-диабазов и микрогаббро, которые прорывают комплекс параллельных даек и в свою очередь могут пересекаться более поздними дайковыми комплексами.

По мере отодвигания новообразованной коры от оси спрединга вместе с ней удаляется от питающей системы и соответствующая часть магматического резервуара. Она уже не пополняется базальтовыми выплавками астеносферы, теряет связь с основным источником тепла и охлаждается в условиях, благоприятных для кристаллизационной дифференциации (см. рис. 2.3, внизу). Так, под II слоем формируется III слой океанской коры — расслоенный комплекс габброидов, в котором бывают представлены градации от лейкократовых разностей в верхах до дунитовых кумулятов в основании. Небольшие количества остаточного расплава иногда от-

жимаются, образуя мелкие внедрения плагиогранитов, комагматичных всей остальной серии пород.

Позже, в ходе перемещения уже двуслойной океанской коры из осевой зоны на склон срединного хребта, становится возможным устойчивое накопление осадков, формируется I слой, который пополняется в течение всего существования океанского бассейна. Одновременно внизу, в основании коры, начинается охлаждение и консолидация астеносферного рестита, оставшегося после отделения базальтовой выплавки. Кристаллизуются перидотиты (главным образом гарцбургиты), наращивающие океанскую литосферу снизу, их толщина в самых древних, юрских, частях Мирового океана достигает 80 км и более. Возрастание доли перидотитов в разрезе океанской литосферы ведет к увеличению ее средней плотности и к изостатическому погружению. Соответствующая зависимость глубины океана от возраста дна выражается эмпирической формулой Слейтера (см. рис. 10.6) и определяет само существование срединно-океанских хребтов как форм подводного рельефа, а также профиль перехода от их склонов к абиссальным равнинам и дальнейшее общее нарастание глубин при удалении от срединного хребта.

При консолидации перидотита в основании литосферы в нем фиксируется ориентировка оливина и других минералов, маркирующая направление течений астеносферного вещества. Под современными срединными хребтами, судя по скоростной азимутальной анизотропии астеносферы, такие течения направлены от хребтов. Исследуя ориентировку оливина в крупном фрагменте океанской коры мелового возраста — Оманском офиолитовом аллохтоне, А. Николя (1989) определил относительное направление астеносферных течений близ зоны спрединга того времени.

Линейные магнитные аномалии и определение скорости спрединга. Изучение характерных для океанской коры линейных магнитных аномалий с чередованием прямой и обратной полярности уже в 60-х годах обнаружило ряд закономерностей. 1. Линейные аномалии следуют параллельно сейсмически- и магматически-активной оси рифтовых зон океана и размещаются симметрично по отношению к этой оси. 2. В любой активной рифтовой зоне Мирового океана опознается одна и та же последовательность аномалий, повторяются характерные особенности каждой аномалии. Поэтому оказалось полезным маркировать их и были приняты порядковые номера, исчисляемые от оси спрединга. 3. Расстояние между одноименными аномалиями в разных рифтовых зонах может быть различным. Оно не остается постоянным и при прослеживании вдоль одной и той же протяженной зоны. 4. В некоторых случаях симметрия системы линейных аномалий относительно рифтовой оси нарушается тем, что по одну сторону аномалии размещаются сжато, по другую — разреженно.

Убедительное объяснение этих закономерностей предложили в 1963 г. Ф. Вайн и Д. Мэтьюз из Кембриджского университета. Взяв за основу идеи Г. Хесса и Р. Дитца о спрединге, они выска-

зали предположение, что при кристаллизации базальтовой магмы в зоне раздвига термоостаточная намагниченность фиксирует в горных породах геомагнитные характеристики. По мере своего формирования океанская кора отодвигается от оси спрединга и, подобно магнитной ленте, записывает вариации геомагнитного поля, в том числе инверсии его полярности. Поскольку наращивание происходит по обе стороны от оси спрединга, образуются две дублирующие одна другую магнитные записи. Расстояние между одноименными аномалиями на разных пересечениях варьирует в зависимости от скорости спрединга. По этой же причине оно может различаться и на едином пересечении, если в одну сторону спрединг развивается быстрее, чем в другую.

Гипотеза Вайна — Мэтьюза открыла возможность определения скорости спрединга по расстоянию между аномалиями при условии датирования этих аномалий. Были использованы успехи магнитостратиграфии вулканических и осадочных пород континентов, поскольку и спрединг, и напластование слоистых толщ дают запись одних и тех же вариаций геомагнитного поля, хотя и развернутую в первом случае по горизонтали, а во втором — по вертикали. Для самых верхов магнитостратиграфического разреза точность радиологического определения возраста оказалась достаточной для детальной магнитохронологической шкалы. Такая шкала, созданная А. Коксом (1966), охватила последние 3,5 млн лет. Сравнение и успешное совмещение этой шкалы с аномалийным профилем зон спрединга датировали самые молодые аномалии (рис. 5.6).

Полученные исходя из этих результатов скорости, которые принято исчислять относительно оси спрединга (отдельно в каждую сторону от нее), варьируют от 1,5 до 15—18 см/год. Максимальные значения установлены на Восточно-Тихоокеанском поднятии — от 13 до 23° ю. ш.

Согласно гипотезе Вайна — Мэтьюза, линейные магнитные аномалии — это изохроны океанской коры, что полностью подтвердилось при глубоководном бурении. Как выяснилось, аномалии коренятся главным образом в базальтах и долеритовых дайках II слоя. Созданная Дж. Хейртцлером и др. (1968), Р. Ларсоном и У. Питманом (1972) глобальная аномалийная шкала в дальнейшем дополнялась и уточнялась. Ее начинают аномалии 1—34, последняя из которых, имеющая нормальную полярность, занимает широкую полосу океанского дна и трактуется как «меловая зона спокойного магнитного поля» (84—118 млн лет). Далее следуют аномалии МО-М39 с датировками вплоть до 171 млн лет. Они охватывают, в частности, и те области океана, которые рассматривались прежде как «юрская зона спокойного магнитного поля» и где была все же выявлена система слабоамплитудных аномалий.

Как справедливо писал Ф. Вайн, «счастливое сочетание двух глобальных земных процессов — спрединга морского дна и геомагнитных инверсий» стало ключом к восстановлению эволюции океанов, а для позднего мезозоя — кайнозоя и всей глобальной системы относительного перемещения литосферных плит.

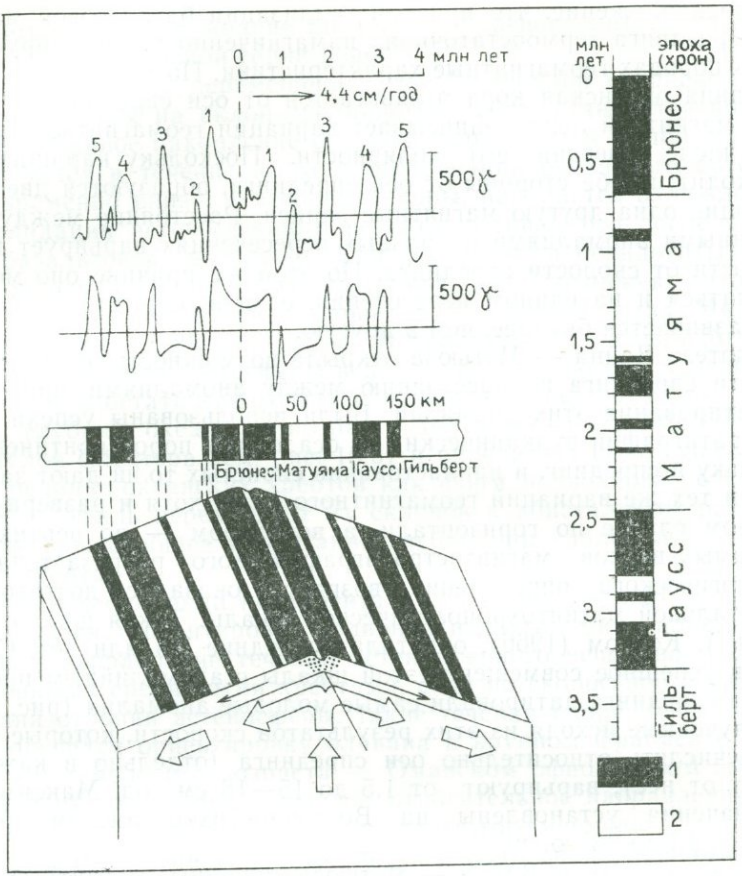


Рис. 5.6. Симметричная система линейных магнитных аномалий (в гаммах) на пересечении через Восточно-Тихоокеанское поднятие (51° ю. ш.).
Верхний профиль — по данным аэромагнитной съемки, нижний — рассчитан по магнитохронологической шкале (дана справа), исходя из гипотезы Вайна—Мэтьюза о записи геомагнитных инверсий в процессе двустороннего спрединга (см. блок-диаграмму внизу). По Ф. Вайну (1966) и А. Коксу (1969), с изменениями. *1* — прямая полярность, *2* — обратная полярность

Сегментация зон спрединга, трансформные разломы. Сегментация рифтовых зон океана многочисленными поперечными разломами — их характерная особенность; механические свойства океанской литосферы, по-видимому, благоприятствуют хрупкой деформации. Поперечные нарушения между сегментами принадлежат категории трансформных разломов (Дж. Т. Вилсон, 1965) — особого кинематического типа разрывов со сдвиговым смещением, которые переносят, трансформируют горизонтальное движение литосферы от одной активной границы (дивергентной или конвергентной) к другой (см. рис. 3.4). Трансформные разломы рифтовых зон соответствуют типу «хребет — хребет», т. е. снимают горизон-

тальные напряжения между двумя отрезками рифтовой зоны. На некоторых отрезках Срединно-Атлантического хребта они следуют через каждые 100—50 км и даже чаще.

Причины накопления напряжений между сегментами срединно-океанского хребта связаны с неравномерностью спрединга. Вдоль хребта меняется его скорость, симметричный спрединг может соседствовать с асимметричным (рис. 5.7, *в*). Считают вероятным и изначально кулисообразное размещение осей спрединга, тогда образование разрыва связывает их (см. рис. 5.7, *а, б*). В целом, как отмечалось выше, развитие рифтогенеза на разделенных трансформными разломами сегментах протекает в значительной степени обособленно. Соседние сегменты могут одновременно находиться в разных фазах этого процесса, и магматический спрединг может соседствовать со сбросовыми деформациями растяжения.

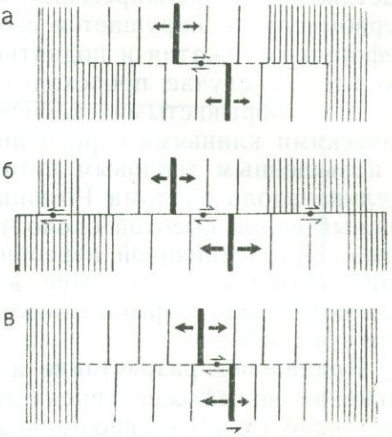


Рис. 5.7. Развитие трансформного разлома между двумя сегментами зоны спрединга (тип «хребет — хребет»):
а — оси спрединга изначально лежат не на одной линии, скорости равны; *б* — то же, скорости различны; *в* — асимметричный спрединг на одном из сегментов как причина смещения его оси и образования трансформного разлома. Пунктиром выделены неактивные фланги трансформных разломов. По Г. Роналли (1974), с дополнениями

Во всех случаях трансформные разломы вторичны по отношению к рифтогенному раздвигу и это определяет свойственное им направление горизонтальных перемещений. В частности, структуры, изображенные на рис. 5.7, могут создать ложное впечатление о левосторонних сдвигах, в то время как реальное смещение на активном отрезке между рифтовыми долинами правостороннее. Такое «обратное» направление движений было предсказано моделью Дж. Т. Вилсона, а затем подтверждено решениями фокального механизма сейсмических очагов (см. рис. 10.7) и структурными наблюдениями при глубоководном картировании. По обе стороны от рифтовой зоны трансформный разлом обычно утрачивает активность — сразу или постепенно в зависимости от кинематического баланса.

Если в ходе спрединга происходит незначительная переориентировка движения расходящихся литосферных плит, т. е. угол между направлением их раздвига и простиранием рифтов отклоняется от прямого, то появляется компонента движения, перпендикулярная трансформному разлому. В зависимости от геометрических соотношений это порождает в зоне разлома или сжатие или

растяжение («транспрессию» или «транстенсию»; см. гл. 10). В первом случае нарушается свободное скольжение, наблюдаются деформации сжатия и поднятие, выраженое в подводном рельефе. Во втором случае происходит раздвиг, образование расщелин с крутыми обрывистыми склонами, с поднятыми из глубины тектоническими клиньями серпентинизированных перидотитов мантии и с повышенным тепловым потоком. Ярким примером служит расщелина вдоль разлома Романш в Экваториальной Атлантике, где южный склон высотой около 4500 м поэти весь сложен перидотитами. При устойчивой переориентировке движения литосферных плит меняется направление, в котором по мере спрединга наращиваются трансформные разломы, и на их линиях появляется излом (рис. 5.8).

Продольное разрастание и перескоки осей спрединга. При заложении новых осей спрединга и в ходе дальнейшего развития возможно их продольное разрастание. На рис. 5.9 приведены данные по одному из отрезков Восточно-Тихоокеанского поднятия с высокими скоростями спрединга, где при изначально кулисообразном размещении осей, но малом латеральном расстоянии между ними вместо поперечного трансформного скола продолжалось продольное разрастание. Сначала произошло сдваивание, а затем и соединение осей спрединга.

Иногда продольное разрастание (англ. propagation) оси спрединга даже преодолевает трансформный разлом, проникая в пределы следующего сегмента. Происходит перехват активности, и на этом сегменте соответствующая часть оси спрединга отмирает.

Известны многочисленные свидетельства перескоков (англ. jumping) оси спрединга, когда она резко смещается в латеральном направлении, сохраняя прежнее простирание. Мы уже писали выше о перескоках трещинных излияний базальтов Исландии в условиях аномально мощной океанской коры. По подводным наблюдениям в Срединно-Атлантическом хребте известно, что и нормальный спрединг при низких скоростях сопровождается латеральным блужданием трещинных излияний, хотя и в гораздо более узкой полосе. Подтверждение этому дает и изучение фрагментов древней океанской коры (офиолитов) в складчатых поясах. В них при детальном изучении комплексов параллельных даек (в частности, в палеозойских офиолитах Шулдак на Южном Урале, Бей-оф-Айлендс на Ньюфаундленде) расшифровываются следы многократных латеральных перескоков магматической оси.

Перескоки на бóльшие расстояния означают отмирание одной зоны океанского спрединга и заложение новой. Примером может служить эпизод в раскрытии Северной Атлантики, когда в конце позднего мела ось спрединга сместилась из трога Роколл на несколько сотен километров западнее, где с этого времени развивается рифтовая зона Рейкьянес (см. рис. 10.3).

Состав магматических пород в зонах спрединга. Тектономагматические процессы зон спрединга формируют океанскую кору из

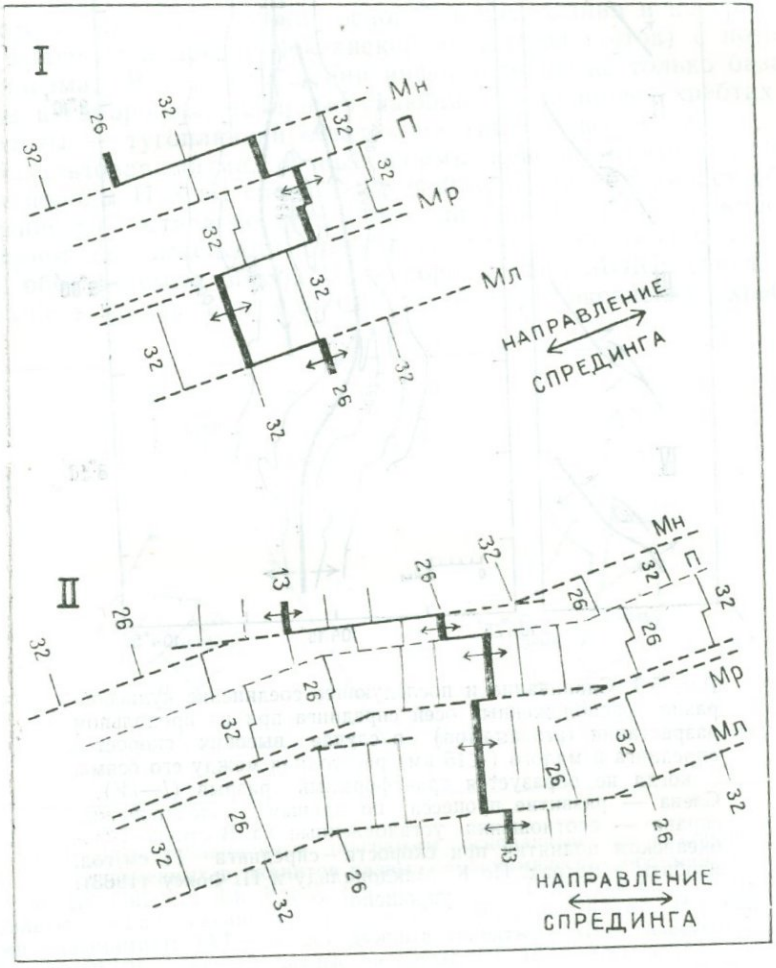


Рис. 5.8. Перестройка и переориентировка системы осей спрединга, трансформных разломов и линейных магнитных аномалий при изменении направления спрединга на северо-востоке Тихого океана. По Г. Менарду, 1969.
1 — оси спрединга; *2* — трансформные разломы, их активные отрезки выделены сплошной линией (Мн — Мендосино, П — Пайонир, Мр — Мэррей, Мл — Молокай); *3* — линейные магнитные аномалии и их номера

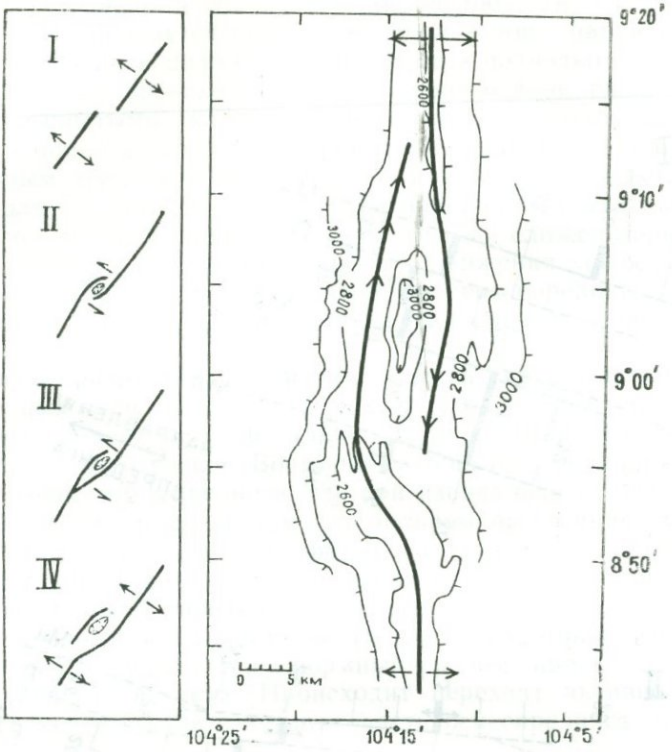


Рис. 5.9. Сдваивание и последующее соединение кулисообразно расположенных осей спрединга при их продольном разрастании (propagation) в случае высоких скоростей спрединга и малого (<15 км) расстояния между его осями, когда не образуется трансформный разрыв (*I*—*IV*). Слева — развитие процесса по данным моделирования, справа — соотношения, установленные на Восточно-Тихоокеанском поднятии при скорости спрединга 11 см/год, изобаты в метрах. По К. Макдональду и П. Фоксу (1983), упрощено

вещества, отделяющегося от мантии. О масштабах явления можно судить по тому, что ежегодно создается около 3—3,5 км^2 и океанская кора, образовавшаяся за последние 170 млн лет, не только распространилась на всю площадь дна Мирового океана, но еще такая же или даже бóльшая ее часть была поглощена за это время в зонах субдукции (см. гл. 6). В этих зонах породы океанской коры вместе с некоторым количеством осадочного материала континентального и иного происхождения возвращаются глубоко в мантию. Таким образом, конструктивные процессы спрединга — всего лишь звено в мантийно-коровом круговороте вещества (англ. recycling).

Изучение магматических пород в современных срединных хребтах, выявление вариаций их состава в зависимости от рельефа и строения зон спрединга, от кинематики и от стадии развития важно не только для понимания этой формы рифтогенеза, но и для палеотектоники. Оно служит основой исследования и интерпретации фрагментов древней океанской коры (офиолитов) с позиций актуализма. В этом отношении информативны не только базальтоиды и габброиды, но и выступающие в срединных хребтах перидотиты — тугоплавкий остаток мантийного вещества.

Базальтовая магма, разные формы кристаллизации которой дают породы II и III слоев океанской коры, обнаруживает общие особенности состава во всех зонах спрединга, что послужило основанием для выделения особого геохимического типа базальтоидов, обозначаемых обычно как породы типа MORB (англ. Mid-oceanic ridge basalts) или СОХ (срединно-океанских хребтов).

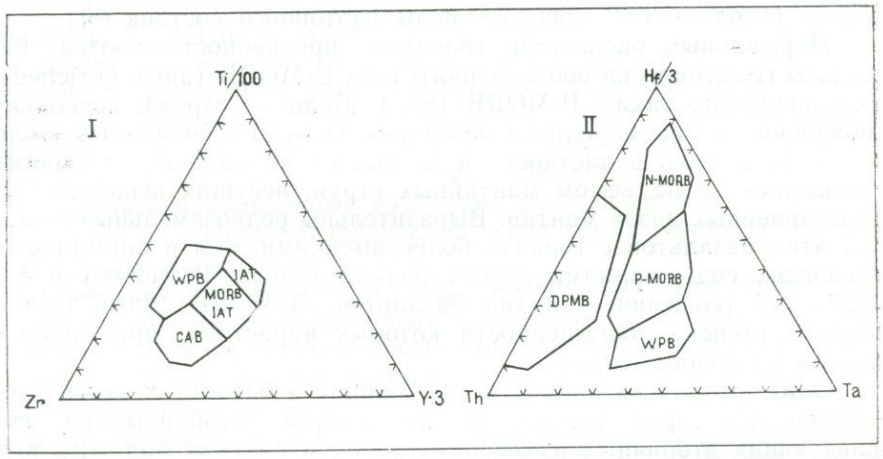


Рис. 5.10. Дискриминационные диаграммы, основанные на различии состава современных вулканитов разных геодинамических обстановок.
I — по Дж. Пирсу и Дж. Канну (1973); *II* — по Д. Вуду и др. (1979). MORB — базальты срединно-океанских хребтов (N — нормальный тип; P — над мантийными «плюмами»); IAT — островодужные толеиты; CAB — известково-щелочные базальты; WPB — внутриплитные базальты; DPMB — базальты деструктивных границ (островных дуг и активных континентальных окраин)

Были выявлены их отличия от базальтоидов других геодинамических обстановок (рис. 5.10). С тех пор как в начале 60-х годов А. Энгель и С. Энгель определили этот тип толеитовых базальтов, глубоководное бурение, драгирование и картирование дали огромный фактический материал и стало ясно их большое разнообразие.

Для океанских толеитов нормального типа (N-MORB) характерно низкое содержание подвижных, так называемых некогерентных элементов, в том числе калия, поэтому их считают продуктом

частичного плавления геохимически истощенной (деплетированной) мантии на сравнительно небольших глубинах. При этом степень плавления исходных пород была высокой, что выразилось, в частности, обогащенностью расплава элементами группы железа. На деплетированность мантийного источника (которую объясняют массовым выносом подвижных элементов в верхние оболочки Земли еще в раннем протерозое) указывают и изотопные характеристики. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в N-MORB около 0,7025, что заметно ниже значений, отвечающих нормальному накоплению в мантии радиогенного ^{87}Sr при допущении исходного хондритового состава с рубидий-стронциевым отношением 0,026—0,034. Предполагается, что в геологическом прошлом вынос рубидия, более подвижного, чем стронций, снизил это отношение приблизительно до современного (0,006). Преимущественным выносом из мантии ^{144}Nd (он подвижней, чем ^{147}Sm, распад которого дает ^{143}Nd) объясняют наблюдаемые отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и соответствующие им высокие (около +10) значения меры изотопного состава ε_{Nd}.

Нормальным океанским толеитам противопоставляются базальты геохимически обогащенного типа E-MORB (англ. enriched), обозначаемого также P-MORB (англ. plume — струя), поскольку появление в зоне спрединга обогащенных некогерентными элементами базальтов, в частности в Исландии, связывают с горячими точками — с подъемом мантийных струй, несущих вещество из неистощенных низов мантии. Выразительны редкоземельные спектры этих базальтов с гораздо более высокими, чем в нормальных толеитах, содержаниями легких редких земель. Выделяют и переходный геохимический тип базальтов T-MORB (англ. transitional), степень обогащенности которых нарастает при приближении к горячим точкам.

Особенно важны данные о содержании в базальтах таких элементов, как торий, тантал, гафний, которые устойчивы при последующих вторичных изменениях пород и поэтому надежны при использовании химических данных для реконструкций (см. рис. 5.10, *II*).

В случае дифференциации первичной базальтовой магмы в зонах спрединга обычно проявляется так называемый «толеитовый» тренд с накоплением железа на ранних стадиях процесса. Тренды дифференциации, наряду с составом, широко используются для распознавания и разграничения базальтоидов разных геодинамических обстановок.

Вариации состава базальтов в срединно-океанских хребтах обнаруживают связь с тектонической сегментацией. Согласно Дж. Синтону (1990), крупные, длиной в сотни километров, отрезки зон спрединга различаются такими геохимическими особенностями базальтов, которые лучше всего объясняются неодинаковым составом исходного мантийного вещества. Вариации состава базальтов при сравнении сегментов длиной в десятки километров обусловлены преимущественно степенью парциального плавления. Наконец, для самой дробной сегментации, измеряемой кило-

метрами, вариации базальтов отражают главным образом разную глубину плавления. На все эти вариации накладывается зависимость состава базальтовых магм от скорости спрединга (см. ниже).

Базальты окраинных морей, формирующиеся в задуговых зонах спрединга, иногда неотличимы по составу от базальтов срединно-океанских хребтов. Вместе с тем, как показали А. Сондерс и Дж. Тарни (1984), среди них представлены разности с геохимическими признаками, которые сближают их с островодужными толеитами.

Остается неясным вопрос о каких-либо направленных изменениях базальтовых выплавок в ходе эволюции зоны спрединга от ее заложения и до раскрытия бассейна океанских размеров. Такие направленные изменения установлены в составе мантийных реститов по образцам перидотитов, взятых в осевой зоне юных систем спрединга (с острова Забаргад в Красном море), микроокеанов и зрелых океанских бассейнов. Согласно Э. Бонатти (1988), по мере эволюции зоны спрединга и расширения окружающего ее бассейна возрастают температура выплавки базальтовой магмы (определяемая по пироксеновому термометру) и геохимическая деплетированность мантийных реститов. С. А. Паланджян (1991) рассмотрел и использовал при палеотектоническом анализе направленные изменения состава минералов в перидотитах, в частности распределение окиси хрома между шпинелью и ортопироксеном.

Сопоставление низко- и высокоскоростных зон спрединга. Скорость спрединга, варьирующая от 1,5 до 15—18 см/год, определенным образом связана с особенностями глубинного строения и режима, с поверхностной тектонической структурой и рельефом, а также с характером вулканизма, петрографическими и геохимическими особенностями его продуктов. Обычно считают низкими скорости спрединга менее 3 см/год, средними — 3—7 см/год, высокими — более 7 см/год.

Тектонотипом низкоскоростных зон служит Срединно-Атлантический хребет, высокоскоростных — Восточно-Тихоокеанское поднятие. Уже в географических названиях — хребет (англ. ridge) и поднятие (англ. rise) — отразилось различие рельефа этих крупнейших поясов. При медленном спрединге образуется сравнительно узкий подводный хребет с отчетливо выраженной, ограниченной сбросами центральной рифтовой долиной, к осевой части которой приурочен вулканизм (см. гл. 10). При быстром спрединге появляется обширное вздутие океанской литосферы, вдоль него вместо центральной долины протягивается система мелких грабенов и горстов (рис. 5.11). Воздымание литосферы связывают с более свободным подъемом разогретой астеносферы, что способствует более полному соответствию рельефа изостатическому равновесию. Полагают, что таким образом, через рельеф срединно-океанских поднятий, вытесняющих массы морской воды на континентальные шельфы, скорости спрединга контролируют эвстати-

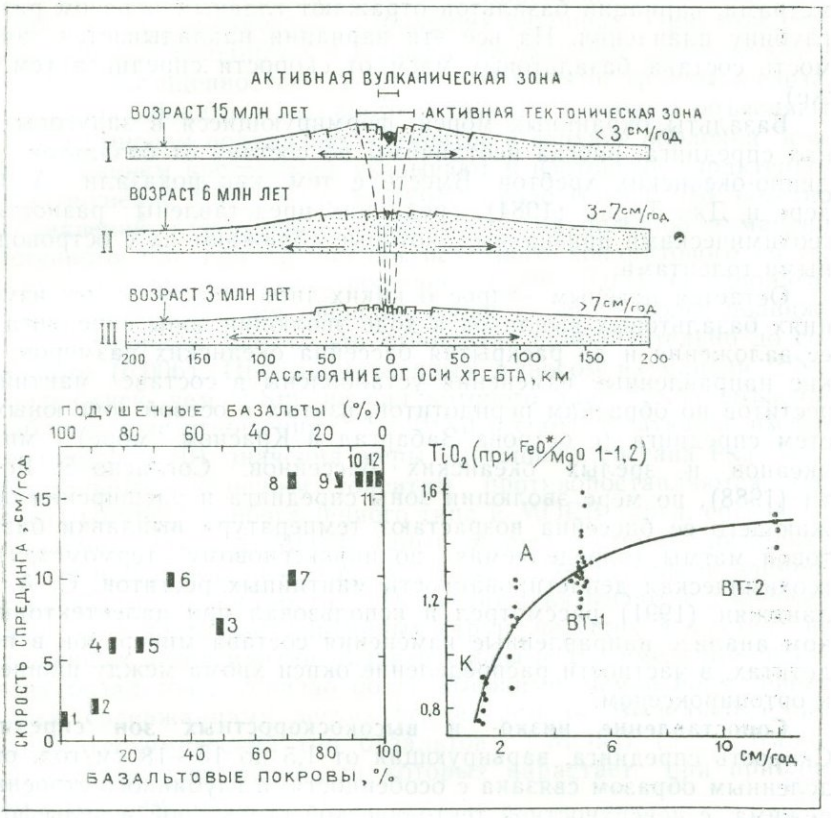


Рис. 5.11. Зависимость рельефа срединно-океанского хребта, морфологии базальтовых лав и их химического состава от скорости спрединга. Профили — по Р. Экиньяну, 1984 (*I* — Срединно-Атлантический хребет; *II, III* — Восточно-Тихоокеанское поднятие). Процентные соотношения подушечных лав и базальтовых покровов, по Э. Бонатти и К. Харрисону, 1988 (*1* — Красное море, 18° с. ш.; *2* — Срединно-Атлантический хребет, 37° с. ш.; *3* — рифт Галапагос, 86° з. д., *4—12* — Восточно-Тихоокеанское поднятие, в том числе *4, 5*, — 21° с. ш., *6, 7* — 12°50′ с. ш., *8* — 20° ю. ш., *9* — 21°30′ ю. ш., *10* — 18°30′ ю. ш., *11* — 17°30′ ю. ш., *12* — 20° ю. ш.). График содержаний окиси титана, по В. В. Матвеенкову, 1983 (К — Красное море, 18° с. ш.; А — Срединно-Атлантический хребет, 37° с. ш., ВТ-1 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, 21° с. ш.; ВТ-2 — там же, 9° с. ш.)

ческие колебания уровня Мирового океана («тектоноэвстазия»). Поэтому эвстатическая кривая дает представление о крупных вариациях глобальной интенсивности спрединга (см. рис. 17.1).

Обособление базальтовой магмы, предшествующее ее выходу на поверхность, также зависит от скорости спрединга. В низкоскоростных зонах магматические очаги до сих пор не установлены, подъем базальтового расплава, по-видимому, рассредоточен, что согласуется с наблюдениями о непостоянстве оси трещинных излияний в таких зонах в отличие от высокоскоростных.

При малых скоростях спрединга базальтовая магма выходит на поверхность при температуре и вязкости, способствующих образованию подушечных лав, которые в виде насыпи нагромождаются непосредственно над подводящей трещиной. Чем выше скорости спрединга, тем больше условий для быстрого подъема магмы, тем выше температура и ниже вязкость изливающейся лавы. Поэтому она все реже проявляет сферическое строение, все чаще вместо подушечных лав при подводных трещинных излияниях образуются базальтовые покровы, похожие на платобазальты континентов. Так, съемка с помощью многолучевого сонара бокового обзора показала, что при извержении на Восточно-Тихоокеанском поднятии у 8° ю. ш. базальтовая лава разлилась на расстояние до 18 км от осевой трещины, образовав покров площадью около 220 км^2.

Текучесть базальтовых лав в таких условиях может быть очень высокой и известны базальтовые покровы толщиной всего лишь 0,2 м. Наблюдались лавовые озера. На диаграмме (см. рис. 5.11) видно вполне закономерное соотношение подушечных лав и лавовых покровов в осевой части рифтовых зон с разной скоростью спрединга.

Согласно В. В. Матвеенкову (1983), при малых скоростях спрединга, затрудняющих выход базальтовой магмы на поверхность, возрастает степень ее дифференциации, появляются порфировые и даже крупнопорфировые разности базальтов. Однако, судя по более поздним данным У. Мелсона (1993), эта зависимость не столь однозначна.

Различие условий отделения базальтового расплава при разных скоростях спрединга выражается не только в объемах магмы, поступающей на единицу длины рифтовой зоны, но и в ее геохимических особенностях, что важно для палеотектонических реконструкций. Дж. Морел и Р. Экиньян (1980) обнаружили возрастание содержаний титана и отношения железа к магнию с увеличением скорости спрединга, эта зависимость была в дальнейшем уточнена (см. рис. 5.11).

5.4. Активный и пассивный рифтогенез

Обсуждаются два главных способа заложения и раскрытия рифтовых зон. Концепция *активного рифтогенеза* исходит из традиционного представления о первичности зародившегося на глубине восходящего тока астеносферного вещества, который подымает и раздвигает литосферу, что и выражается континентальным и океанским рифтогенезом. Локализация рифтовой зоны предопределена в этом случае местом подъема мантийных течений, возбуждающих рифтогенез.

Противоположная концепция *пассивного рифтогенеза* принимает в качестве первопричины боковое воздействие внешних сил на литосферную плиту, способную передать напряжения на большие расстояния. Согласно Д. Таркотту и Э. Оксбургу (1973), рифто-

генез начнется, если обусловленные внешними силами горизонтальные растягивающие напряжения будут достаточно высоки, чтобы произошло растяжение и уменьшение мощности литосферы в какой-то благоприятно ориентированной ослабленной зоне. Соответствующее снижение давления может вызвать частичное плавление и снижение вязкости астеносферного вещества, вовлечение его в адвективное, а затем и конвективное перемещение, которому будут способствовать латеральные температурные градиенты. В результате под линейной зоной растяжения формируется характерный для рифтовых зон глубинный механизм, поддерживающий дальнейшее разрастание рифта и питающий его магматизм. Таким образом, при пассивном рифтогенезе локализация рифтовой зоны предопределяется механической неоднородностью литосферной плиты, размещением зон, способных воспринять наведенные извне тектонические напряжения.

Поскольку при таком заложении рифтовая зона трассируется избирательно, по ослабленным зонам, то нередко раскол проходит через горячие точки как участки, прогретые мантийной струей. Согласно К. Сейферту (1987), так намечались рифтовые границы при распаде Пангеи. В дальнейшем они в одних случаях смещались относительно мантийной струи (в неогене горячая точка Тристан-да-Кунья оказалась в стороне от Срединно-Атлантического хребта), в других, как, например, в Исландии, все еще совмещаются с горячей точкой.

Пассивное заложение и развитие наиболее вероятно для большинства рифтовых зон, входящих в глобальную систему. Одно из свидетельств — наследование древних структур континентальной коры. Так, Восточно-Африканские рифты образовались по докембрийскому зеленокаменному поясу, где возможность растяжения коры, как показал А. В. Разваляев, была подготовлена многократным прогревом проницаемой зоны и магмообразованием. Раскол Северной Атлантики прошел по сутурам палеозойского складчатого пояса.

Можно полагать, что именно пассивный механизм рифтогенеза обеспечивает перестройку систем спрединга при их приспособлении к изменяющейся геометрии активных окраин согласно «правилу ортогональности субдукции». Ярким примером служит рассмотренный Г. Менардом распад единой плиты Фаральон в позднем кайнозое, когда новые оси спрединга заложились в ориентировке, обеспечивающей ортогональную субдукцию более мелких плит Наска, Кокос, Ривера, Хуан-де-Фука (см. рис. 6.20).

С концепцией пассивного рифтогенеза лучше согласуется и наблюдаемая миграция срединно-океанских хребтов, размеры которой находятся в полном соответствии со скоростью спрединга. Так происходит центробежное перемещение Срединно-Атлантической, Африкано-Антарктической, Юго-Западной Индоокеанской, Аравийско-Индийской и Красноморской осей спрединга относительно Африканской плиты, которую они окружают и наращивают (см. рис. 5.1). В целом распад Пангеи включает в себя цент-

робежную миграцию не только все более дробных литосферных плит, но и разделяющих их осей спрединга (см. рис. 10.10).

Пассивный механизм вероятен и при образовании обособленных от глобальной системы рифтов, приуроченных к месту зигзагообразного излома или изгиба активных сдвигов, где происходит локальное растяжение (англ. pull-apart). Примером такого континентального рифта служит Байкальский на левостороннем сдвиге северо-восточного простирания, входящем в коллизионный структурный парагенез юго-восточной Евразии (см. рис. 14.2). К изгибу левостороннего Левантинского сдвига приурочен рифт Мертвого моря, под которым уже образовалась астеносферная линза мощностью 5—8 км. В подобной структурной ситуации раскрываются и океанские рифты. В их числе детально исследованный поперечный трог Кайман длиной всего лишь 110 км на изломе левостороннего сдвига, который следует между Северо-Американской и Карибской плитами вдоль Кайманова желоба и зоны Полочик-Матагуа в Гватемале (см. рис. 6.20).

Активный способ заложения рифтовых зон имеет, по-видимому, подчиненное значение. Такие условия вероятны над зонами субдукции. Как полагают, термальное и механическое влияние субдуцирующей плиты формирует над ней конвективную систему, которая, в свою очередь, воздействует на литосферу висячего крыла, определяя место и время заложения задуговых рифтов (см. рис. 6.4).

●

ГЛАВА 6

СУБДУКЦИЯ, ОБДУКЦИЯ И КОЛЛИЗИЯ (ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ)

Взаимодействие литосферных плит при встречном движении (т. е. на конвергентных границах) порождает сложные и многообразные тектонические процессы, проникающие глубоко в мантию. Они выражены такими мощными зонами тектономагматической активности, как островные дуги, континентальные окраины андского типа и складчатые горные сооружения. Различают два главных вида конвергентного взаимодействия литосферных плит: *субдукцию и коллизию*. Субдукция развивается там, где на конвергентной границе сходятся континентальная и океанская литосферы или океанская с океанской. При их встречном движении более тяжелая литосферная плита (всегда океанская) уходит под другую, а затем погружается в мантию. Коллизия, т. е. столкновение литосферных плит, развивается там, где континентальная литосфера сходится с континентальной: их дальнейшее встречное движение затруднено, оно компенсируется деформацией литосферы, ее утолщением и «скучиванием» в складчатых горных сооружениях. Гораздо реже и на короткое время при конверген-

ции возникают условия для надвигания на край континентальной плиты фрагментов океанской литосферы: происходит ее *обдукция*.

При общей протяженности современных конвергентных границ около 57 тыс. км 45 из них приходится на субдукционные, остальные 12 — на коллизионные. Обдукционное взаимодействие литосферных плит в наши дни нигде не установлено, хотя известны участки, где эпизод обдукции произошел в сравнительно недавнее геологическое время.

6.1. Субдукция: ее проявление, режимы и геологические последствия

Еще в начале 30-х годов, обнаружив вдоль глубоководных желобов Индонезии резкие отрицательные аномалии, Ф. Венинг-Мейнес пришел к выводу, что в этих активных зонах происходит затягивание в мантию складок легкого корового вещества. Тогда же Ф. Лейк, исследуя форму и размещение островных дуг, объяснил их образование пересечением земной сферы наклонными сколами, по которым Азиатский континент надвигается в сторону Тихого океана. Вскоре К. Вадати впервые установил наклонную сейсмофокальную зону, уходящую от глубоководного желоба под вулканические цепи Японских островов, что свидетельствовало в пользу предположений о связи островных дуг с крупными поддвигами (или надвигами) по периферии Тихого океана (рис. 6.1).

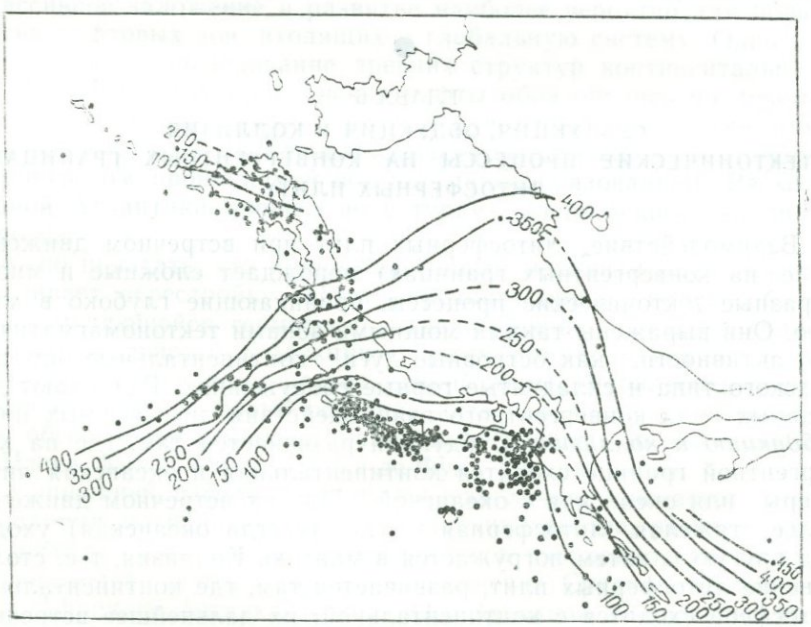


Рис. 6.1. Первое изображение сейсмофокальных зон в районе Японских островов, по К. Вадати (1935). Изолинии глубины очагов в километрах

Эту идею поддержали как сейсмологи, продолжившие изучение сейсмофокальных зон (Б. Гутенберг, Ч. Рихтер, а впоследствии Х. Беньоф), так и геологи, в их числе А. Н. Заварицкий. К такому же выводу пришел Дж. Умбгрове, связавший воедино накопленные к середине 40-х годов геолого-геофизические данные об островных дугах. Р. Ганн рассчитал возможность образования глубоководных желобов в результате скола и упругой деформации земной коры под действием горизонтального сжатия. К концу 50-х годов Г. Штилле высказал мысль, что образование глубоководных желобов, сопутствующих им отрицательных гравианомалий и уходящих в мантию сейсмофокальных зон сопряжено с наклонным поддвиганием океанской земной коры; на определенной глубине она подвергается плавлению, порождая вулканические цепи, протянувшиеся параллельно желобу (рис. 6.2).

Эта схема была уже очень близка к современному представлению о субдукции как форме конвергентного взаимодействия литосферных плит. Оно сложилось в 60-х годах, когда была разработана модель литосферной субдукции. Сам термин «субдукция (лат. sub — под, ductio — ведение) был заимствован из альпийской геологии: в начале 50-х годов А. Амштуц назвал субдукцией поддвиг и затягивание на глубину одних сиалических комплексов Альп под другие. В своем новом значении термин «субдукция» был одобрен на II Пенроузской конференции и с тех пор широко используется для одного из основополагающих понятий тектоники литосферных плит. За последние десятилетия учение о субдукции превратилось в обширный раздел геотектоники.

Следует подчеркнуть, что понятие и термин «субдукция» были введены для обозначения сложного глубинного процесса, ранее неизвестного. Субдукцию нельзя свести ни к «поддвигу», ни к «надвигу» литосферных плит. Их сближение при субдукции складывается из векторов движения двух контактирующих плит, причем наблюдается разнообразное соотношение направления и величины этих векторов. Кроме того, в тех случаях, когда происходит быстрое гравитационное погружение одной из литосферных плит в астеносферу, их взаимодействие осложняется откатом конвергентной границы. Установлено, что субдукция развивается по-разному в зависимости от соотношения векторов движения плит, от возраста субдуцирующей литосферы и ряда других факторов.

Поскольку при субдукции одна из литосферных плит поглощается на глубине, нередко увлекая с собой осадочные формации желоба и даже породы висячего крыла, изучение процессов субдукции сопряжено с большими трудностями. Геологические наблюдения затрудняются и глубоководностью океана над субдукционными границами. Поэтому большую ценность представляют результаты первого детального картирования участков дна в желобах (Японском, Нанкай и Курило-Камчатском), которое проведено по франко-японской программе «Кайко» с применением

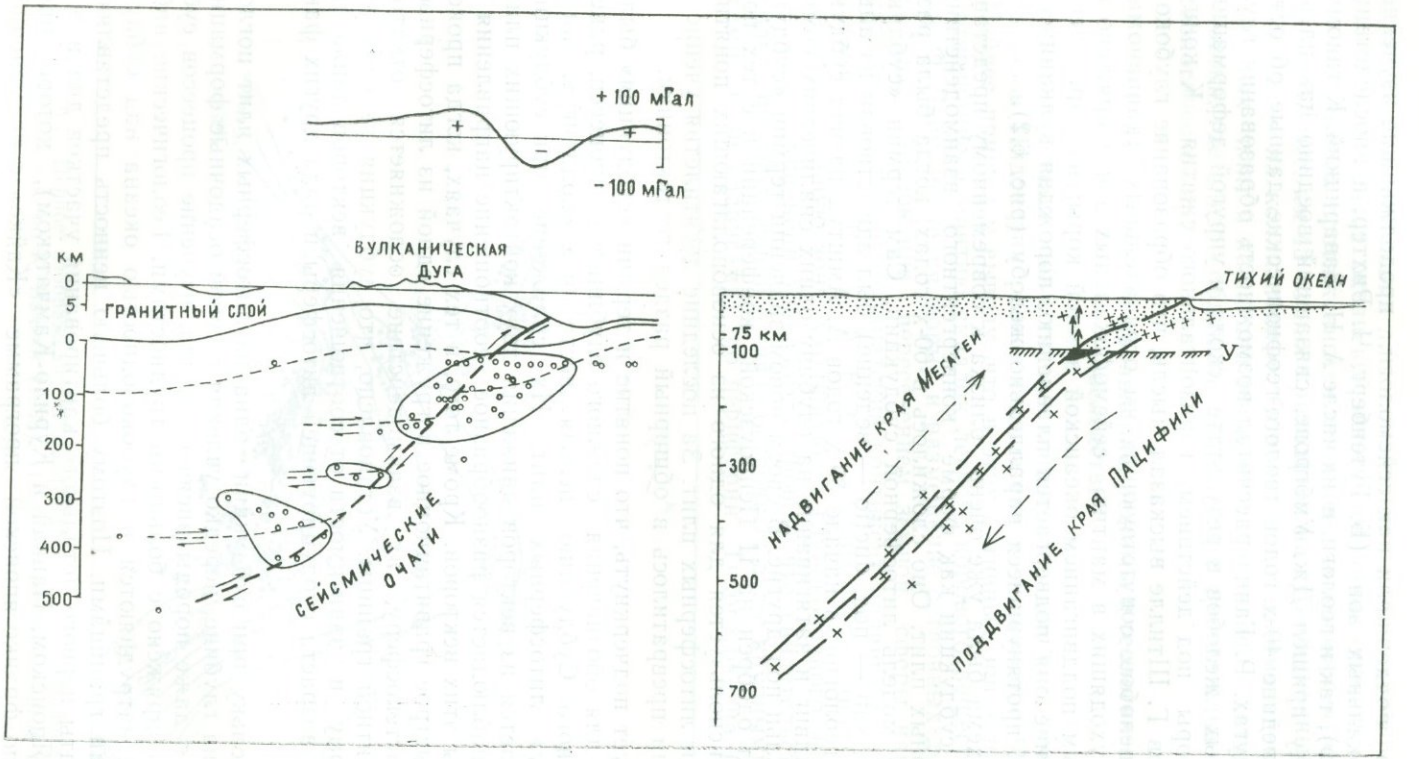


Рис. 6.2. Становление представлений о субдукции. Слева — схема Б. Гутенберга и Ч. Рихтера (1939), справа — схема Г. Штилле (1958); У — уровень плавления коры

погружаемых аппаратов. Несколько лет назад у берегов Барбадоса (островная дуга Малых Антил), а затем и на склоне желоба Нанкай при бурении с корабля «Джойдес Резолюшн» удалось пересечь сместитель зоны субдукции, находящийся в точке бурения на глубине нескольких сотен метров под поверхностью дна.

Современная субдукция выражается в подводном и наземном рельефе, тектонических движениях и структурах, вулканизме и условиях седиментации. Глубинное строение зон субдукции, ее сейсмические и геотермические проявления изучаются методами геофизики. Для расчетов кинематики субдукционного взаимодействия литосферных плит используются параметры их движения, определяемые относительно осей спрединга и в координатах горячих точек, а также решения фокального механизма непосредственно в верхней части зон Беньофа. В последние годы все большее значение приобретают прямые измерения относительного движения литосферных плит методами лазерных отражателей и радиоинтерферометрии.

6.1.1. Выражение зон субдукции в рельефе

Сам способ конвергентного взаимодействия литосферных плит при субдукции предопределяет асимметрию каждой такой зоны и ее рельефа. Линия активного контакта отчетливо выражена *глубоководными желобами,* глубина которых, как литосферных структур, находится в прямой зависимости от скорости субдукции и от средней плотности (т. е. от возраста) погружающейся плиты (рис. 6.3). Поскольку желоба служат седиментационной ловушкой, в первую очередь для турбидитов островодужного или континентального происхождения, их глубина искажается осадконакоплением, которое определяется физико-географическими условиями. Глубина океана над современными желобами широко варьирует, она максимальна в Марианском желобе (11 022 м). Глубина желобов относительно смежного краевого вала субдуцирующей плиты достигает 4000 м.

При протяженности до нескольких тысяч километров ширина желобов обычно не превышает 50—100 км. Как правило, они дугообразно изогнуты выпуклостью навстречу субдуцирующей плите, реже прямолинейны. Современные глубоководные желоба простираются перпендикулярно направлению субдукции (ортогональная субдукция) или под острым углом к этому направлению (косоориентированная субдукция), установлено господство ортогональной и близких к ней ориентировок.

Профиль глубоководных желобов всегда асимметричен: субдуцирующее крыло пологое (около 5°), висячее крыло более крутое (до 10 и даже 20°). Детали рельефа варьируют в зависимости от напряженного состояния литосферных плит, от режима субдукции и других условий. На многих пересечениях океанский склон желоба бывает осложнен продольными грабенами и горстами, а противоположный склон — ступенчатой системой крутых

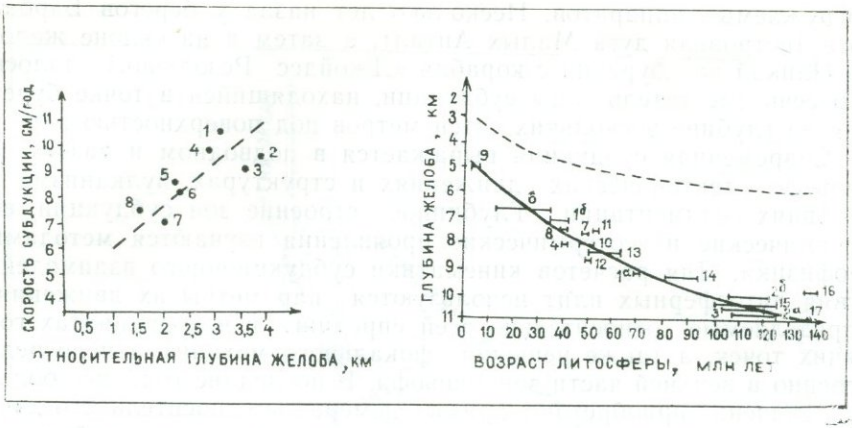


Рис. 6.3. Зависимость глубины желоба от скорости субдукции и возраста субдуцирующей океанской литосферы, по К. Греле и Ж. Дюбуа (1982). Для сравнения — глубины океана за пределами желобов, по Б. Парсонсу и Дж. Слейтеру, 1977 (пунктир).

Глубоководные желоба; *1* — Новогебридский (*1*[а] — северная часть, *1*[б] — южная часть); *2* — Тонга — Кермадек (*2*[а] — Тонга; *2*[б] — Кермадек); *3* — Курильский; *4* — Чилийско-Перуанский *5* — Яванский; *6* — Центральноамериканский; *7* — Алеутский; *8* — Индонезийский; *9* — Нанкай; *10* — Палау; *11* — Рюкю; *12* — Яп; *13* — Новобританский; *14* — Пуэрто-Рико; *15* — Филиппинский; *16* — Идзу-Бонинский: *17* — Марианский

разломов. Узкое и плоское дно желоба шириной иногда всего лишь в несколько сотен метров сложено осадками.

Асимметрично и размещение форм рельефа на обрамлении глубоководных желобов. Со стороны океана это пологие *краевые валы,* которые возвышаются над ложем океана на 200—1000 м. Судя по геофизическим данным, краевые валы представляют собой антиклинальный изгиб океанской литосферы, который не уравновешен изостатически и поддерживается ее горизонтальным сжатием. Там, где фрикционное сцепление литосферных плит велико, высота краевого вала находится в прямом соответствии с относительной глубиной соседнего отрезка желоба.

С противоположной стороны, над висячим («надвигающимся») крылом зоны субдукции, параллельно желобу протягиваются высокие хребты или подводные гряды, имеющие, как будет показано ниже, иное строение и происхождение. Если субдукция направляется непосредственно под окраину континента (и глубоководный желоб примыкает к этой окраине), обычно образуются береговой хребет и отделенный от него продольными долинами главный хребет, рельеф которого бывает осложнен вулканическими постройками. Последние тоже связаны с субдукцией, размещаясь на определенном удалении от глубоководного желоба. Анды — наиболее мощная и представительная из современных горных систем такого происхождения.

Там, где зона субдукции не находится на краю континента, сходная по происхождению пара положительных форм рельефа

представлена *островными дугами*. Это невулканическая внешняя дуга (непосредственно рядом с желобом) и отделенная депрессиями, параллельная ей главная, вулканическая внутренняя дуга. Иногда внешняя островная дуга не образуется и ей соответствует резкий перегиб подводного рельефа у бровки глубоководного желоба. Большинство современных островных дуг находится на западном обрамлении Тихого океана: от Алеутской и Курило-Камчатской дуги на севере до дуги Кермадек на юге. Последняя простирается почти прямолинейно: дугообразная форма вулканических и невулканических гряд, глубоководных желобов и иных проявлений выхода зон субдукции на поверхность широко распространена, неслучайна, но не обязательна.

Поскольку любая зона субдукции уходит на глубину наклонно, ее воздействие на висячее крыло и его рельеф может распространяться на 600—700 км и более от желоба, что зависит прежде всего от угла наклона. При этом в соответствии с тектоническими условиями образуются различные формы рельефа, о которых речь пойдет ниже, при характеристике латеральных структурных рядов над зонами субдукции.

6.1.2. Тектоническое положение и основные типы зон субдукции

Современное размещение зон субдукции весьма закономерно (см. рис. 5.1). Большинство из них приурочено к периферии Тихого океана. Субдукционные системы Малых и Южных (Скотия) Антил, хотя и находятся в Атлантике, тесно связаны своим происхождением с эволюцией структур тихоокеанского обрамления, с их изгибом и проникновением далеко на восток в свободных пространствах, раскрывшихся между континентами Северной Америки, Южной Америки и Антарктиды. Более самостоятельна Зондская система субдукции, тем не менее и она тяготеет к структурному ансамблю Тихоокеанского кольца. Таким образом, в настоящее время все зоны субдукции, получившие полное и характерное развитие, так или иначе связаны с этим наиболее мощным поясом современной тектонической активности. Лишь несколько сравнительно небольших, малоглубинных и специфических по ряду характеристик зон субдукции (таких, как Эгейская, Эоловая) развиваются в Средиземноморском бассейне — этом реликте мезозойско-кайнозойского океана Тетис. Северную окраину Тетиса наследует и зона субдукции Мекран.

Историческая геология позволяет понять указанную выше закономерность современного размещения зон субдукции. В начале мезозоя они почти полностью обрамляли единый в то время суперконтинент Пангея, под который субдуцировала литосфера окружавшего его океана Панталасса (см. рис. 11.1). В дальнейшем, по мере последовательного распада суперконтинента и центробежного перемещения его фрагментов, зоны субдукции продолжали развиваться перед фронтом движущихся континентальных масс. Эти процессы не прекращаются до наших дней. Поскольку

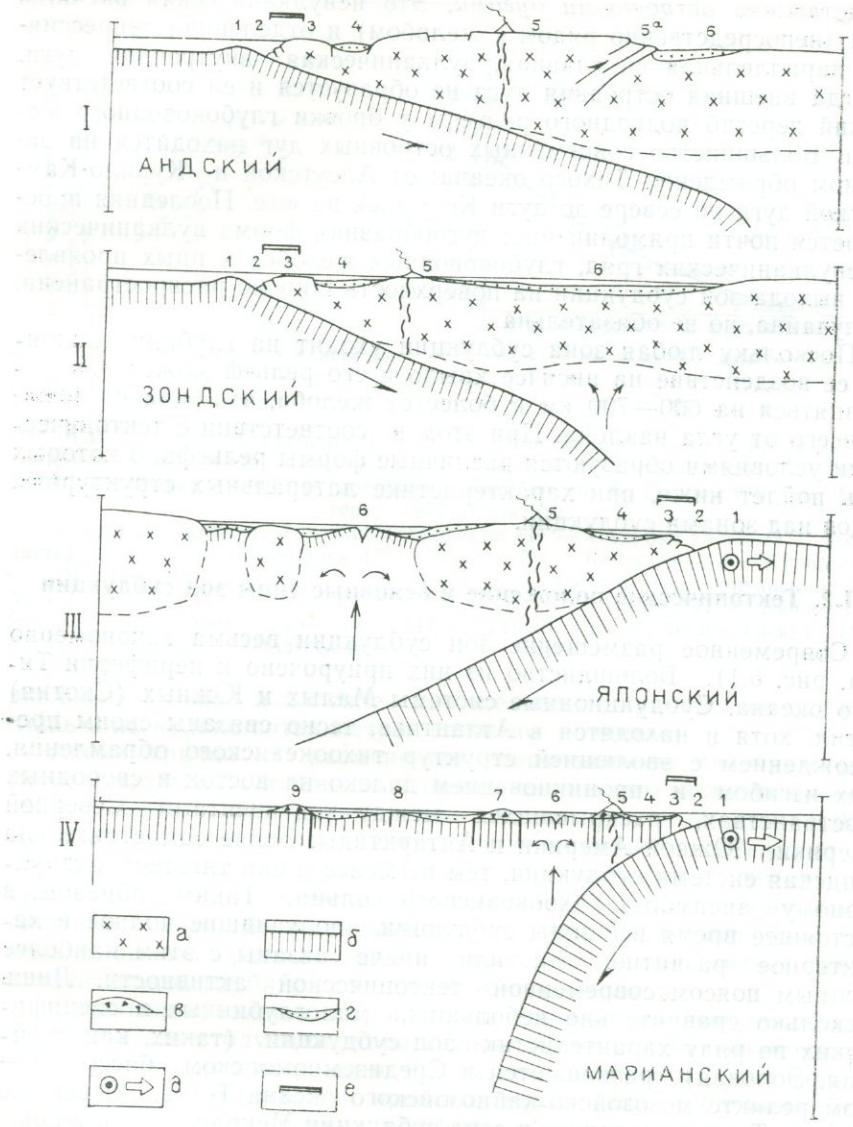


Рис. 6.4. Главные тектонические типы зон субдукции и их латеральные структурные ряды, по М. Г. Ломизе, с использованием схем Д. Карига, У. Дикинсона, С. Уеды.

I—III — окраинно-материковые зоны субдукции: андский, зондский и японский тектонотипы; *IV* — океанская зона субдукции, марианский тектонотип;

а — континентальная литосфера, *б* — океанская литосфера, *в* — островодужные вулканиты, *г* — вулканогенно-осадочные формации, *д* — откат перегиба субдуцирующей плиты, *е* — место возможного формирования аккреционной призмы

современный Тихий океан — это пространство, оставшееся от Панталассы, то оказавшиеся на его обрамлении зоны субдукции представляют собой как бы фрагменты субдукционного кольца, опоясывавшего Пангею. В настоящее время они находятся приблизительно на линии большого круга земной сферы, а с ходом геологического времени, по мере дальнейшего сокращения площади Тихого океана, вероятно, будут еще ближе сходиться на его обрамлении.

Зоны субдукции Средиземноморья не имеют сопряженных с ними систем спрединга и, судя по всему, поддерживаются закрытием океана Тетис — этого крупного ответвления Панталассы.

Характер взаимодействующих участков литосферы определяет различия между двумя главными тектоническими типами зон субдукции: *окраинно-материковым (андским)* и *океанским (марианским)*. Первый формируется там, где океанская литосфера субдуцирует под континент, второй — при взаимодействии двух участков океанской литосферы.

Строение и субдукционный режим окраинно-материковых зон разнообразны и зависят от многих условий. Для наиболее протяженной из них Андской (около 8 тыс. км) характерны пологая субдукция молодой океанской литосферы, господство сжимающих напряжений и горообразование на континентальном крыле (рис. 6.4, *I*). Зондскую дугу отличает отсутствие таких напряжений, что делает возможным утонение континентальной коры, поверхность которой находится в основном ниже уровня океана; под нее субдуцирует более древняя океанская литосфера, уходящая на глубину под более крутым углом (рис. 6.4, *II*).

Разновидностью окраинно-материкового можно считать и *японский тип* зоны субдукции, представление о котором дает пересечение, проходящее через Японский желоб — Хонсю—Японское море (рис. 6.4, *III*). Для него характерно наличие краевого морского бассейна с новообразованной корой океанского или субокеанского типа. Геолого-геофизические и палеомагнитные данные позволяют проследить раскрытие краевого Японского моря по мере того, как от азиатской окраины отчленялась полоса континентальной литосферы. Постепенно изгибаясь, она превратилась в Японскую островную дугу с сиалическим континентальным основанием, т. е. в *энсиалическую островную дугу*. Ниже мы вернемся к вопросу о том, почему в одних случаях развитие окраин-

---

В латеральных структурных рядах: *1* — краевые валы; *2* — глубоководные желоба; *3* — невулканические островные дуги, подводные террасы или береговые хребты; *4* — преддуговые или фронтальные прогибы; *5* — вулканические островные дуги (энсиалические и энсиматические), а в орогенах андского типа — главный хребет и его вулканические цепи; *5*[а] — тыловая система взбросово-надвиговых деформаций; *6* — задуговые и междуговые бассейны, а также тыловые (предгорные) прогибы орогенов андского типа; *7, 9* — остаточные островные дуги; *8* — отмерший междуговой бассейн

но-материковой зоны субдукции приводит к раскрытию краевого моря, а в других этого не происходит.

При образовании зон субдукции океанского (марианского) типа более древняя (и поэтому более мощная и тяжелая) океанская литосфера субдуцирует под более молодую (рис. 6.4, *IV*), на краю которой (на симатическом основании) образуется *энсиматическая островная дуга.* Примером таких зон субдукции, наряду с Марианской, могут служить такие островодужные системы, как Идзу-Бонинская, Тонга — Кермадек, Южных Антил. Ни одна из подобных зон субдукции, по крайней мере в новейшее время, не формировалась посреди океана: они тяготеют к сложному парагенезу структур океанского обрамления.

Во всех рассмотренных случаях субдуцирует литосфера океанского типа. Иначе протекает процесс там, где к конвергентной границе с обеих сторон подходит континентальная литосфера. Она включает в себя мощную и низкоплотностную земную кору. Поэтому конвергенция развивается здесь как столкновение, коллизия, которая сопровождается тектоническим расслаиванием и сложной деформацией верхней части литосферы. Многие зоны коллизии асимметричны, в них происходят выраженные сейсмологически поддвиг и надвиг пластин континентальной коры. Некоторые исследователи рассматривают подобное тектоническое взаимодействие как особую разновидность субдукции, которую А. Балли предложил называть *альпинотипной субдукцией* (А-субдукцией). Такова современная тектоническая активность Гималаев на стыке континентальных плит Евразии и Индостана. Эта категория конвергентных границ будет рассмотрена нами как разновидность коллизии.

Однако в большинстве случаев А-субдукция имеет иную тектоническую природу и, как отмечал А. Балли, связана с направленной навстречу более глубинной субдукцией океанской литосферы. Она развивается в тылу окраинно-материковых горных сооружений там, где субдуцирующая со стороны океана литосфера способна оказать на континент давление, порождающее взбросы и надвиги, направленные от океана. Примером могут служить надвиги Субандийских цепей, Скалистых гор. Не исключено, что под влиянием глубинной субдукции происходит и некоторое затягивание вниз континентального автохтона таких сопряженных с ней надвигов (рис. 6.5). Подобные зоны А-субдукции, размещаясь над мощными окраинно-материковыми зонами субдукции, скорее всего вторичны по отношению к ним. Они вписываются в структурный парагенез континентальной окраины.

6.1.3. Геофизическое выражение зон субдукции

Методы сейсмики, сейсмологии, гравиметрии, магнитометрии, магнитотеллурического зондирования, геотермии, взаимно дополняя друг друга, дают непосредственную информацию о глубинном состоянии вещества и строении зон субдукции, которые удается проследить с их помощью вплоть до нижней мантии.

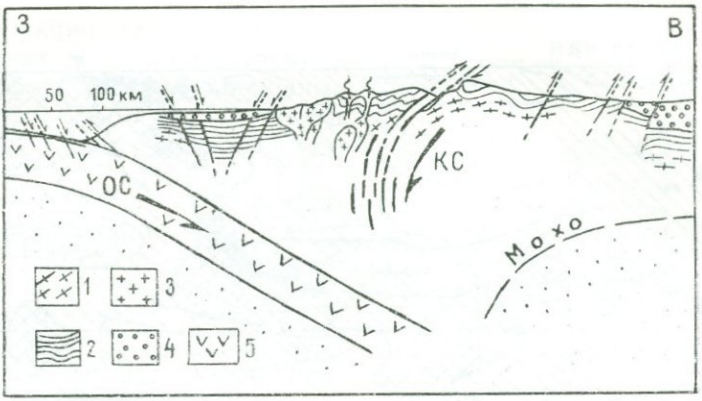


Рис. 6.5. «Альпинотипная субдукция» («А-субдукция», «континентальная субдукция») как элемент структурного ансамбля над окраинно-материковой Андской зоной субдукции в Северном Перу, по Ж. Буржуа и Д. Жанжу (1981).
ОС — «океанская субдукция»; КС — «континентальная субдукция»; *1* — докембрийско-палеозойский цоколь; *2* — лежащие на нем комплексы палеозоя и мезозоя; *3* — гранитоидные батолиты; *4* — заполнение кайнозойских впадин; *5* — океанская литосфера

Многоканальное сейсмопрофилирование позволяет получить структурные профили зон субдукции до глубин в несколько десятков километров при высокой разрешающей способности. На таких профилях бывают различимы главный сместитель зоны субдукции, а также внутреннее строение литосферных плит по обе стороны от этого сместителя.

Методами *сейсмической томографии* субдуцирующая литосфера прослеживается глубоко в мантию, поскольку эта литосфера отличается от окружающих пород более высокими упругими свойствами («сейсмической добротностью») и скоростными характеристиками. На профилях видно, как субдуцирующая плита пересекает главный астеносферный слой. В некоторых зонах, в том числе под Камчаткой, она и дальше следует наклонно, уходя в нижнюю мантию до глубины 1200 км (рис. 6.6). В других зонах, в частности в Идзу-Бонинской, дойдя до поверхности нижней мантии (где вязкость пород на глубине 670 км возрастает в 10—30 раз), литосфера изгибается, а затем следует горизонтально над этой поверхностью. В целом методами сейсмической томографии удалось проследить субдуцировавшую часть океанских литосферных плит длиной до 1800 км, считая от глубоководного желоба. Исходя из средних скоростей субдукции, это результат конвергентного взаимодействия в течение последних приблизительно 25 млн лет.

Исключительно важную информацию дают *сейсмологические наблюдения* очагов землетрясений, возникающих в верхней части

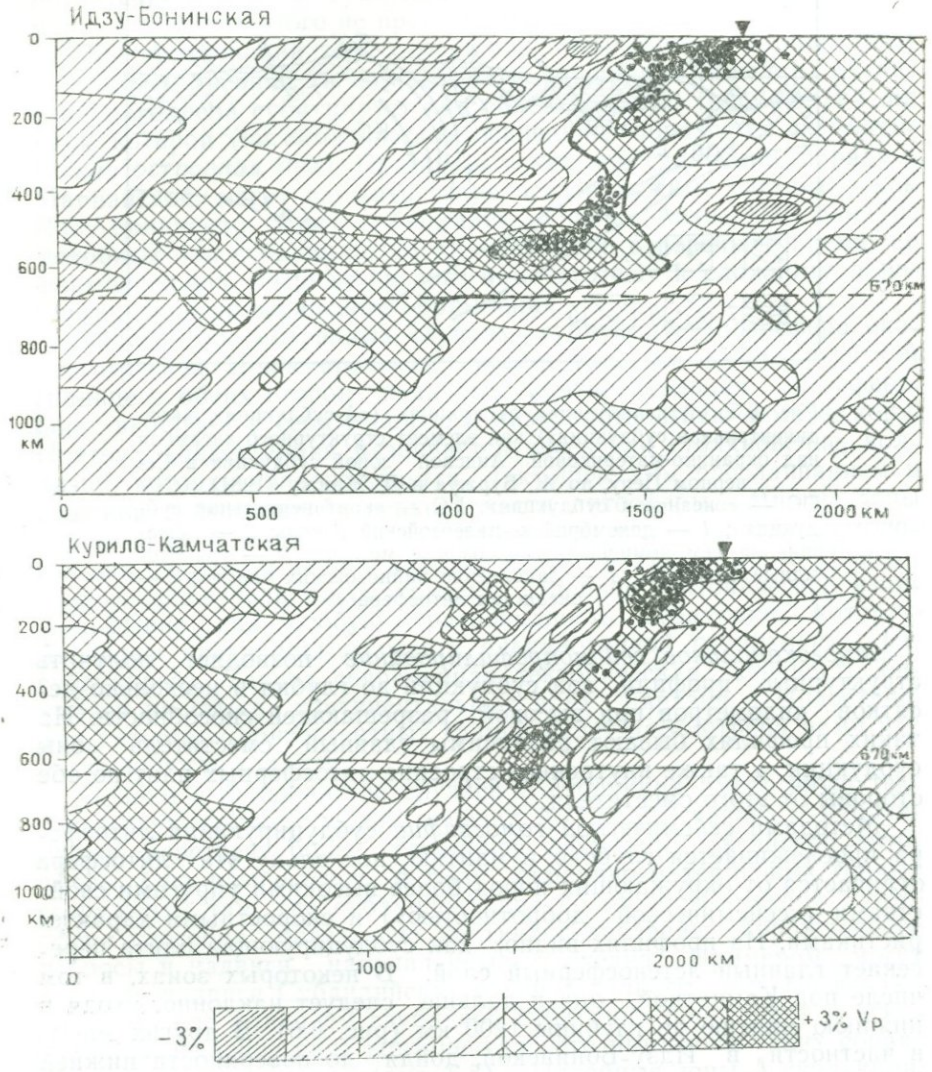


Рис. 6.6. Прослеживание на глубину субдуцирующей океанской литосферы посредством сейсмической томографии. На профиле через центральную часть Идзу-Бонинской зоны субдукции океанская литосфера ложится на поверхность нижней мантии. На профиле через северную часть Курило-Камчатской зоны субдукции океанская литосфера пересекает кровлю нижней мантии и погружается в нее. По Р. Ван-дер-Хилсту и др. (1991).

Штриховками показаны положительные и отрицательные аномалии скоростей продольных волн относительно «нормальных» для соответствующих глубин. Линия на глубине 670 км — поверхность нижней мантии. Точки — сейсмические очаги зон Беньофа, треугольником обозначен глубоководный желоб

зон субдукции (на глубине до нескольких сотен километров) и образующих мощные наклонные сейсмофокальные зоны — так называемые зоны Беньофа (см. 6.1.4).

Конвергентное взаимодействие литосферы в зоне субдукции создает напряжения, которые нарушают изостатическое равновесие, поддерживают изгиб литосферных плит и соответствующий тектонический рельеф. *Гравиметрия* обнаруживает резкие аномалии силы тяжести, которые вытянуты вдоль зоны субдукции, а при ее пересечении сменяются в закономерной последовательности (рис. 6.7). Перед глубоководным желобом в океане обычно прослеживается положительная аномалия до 40—60 мГл, приуроченная к краевому валу. Полагают, что она обусловлена упругим антиклинальным изгибом океанской литосферы у начала зоны субдукции. Далее следует интенсивная отрицательная аномалия (120—200, реже до 300 мГл), которая протягивается над глубоководным желобом будучи смещена на несколько километров в сторону его островодужного (или континентального) борта. Эта аномалия коррелируется с тектоническим рельефом литосферы, а также во многих случаях с наращиванием мощности осадочного комплекса. По другую сторону глубоководного желоба над висячим крылом зоны субдукции наблюдается высокая положительная аномалия (100—300 мГл). Сопоставление наблюденных значений силы тяжести с расчетными подтверждает, что этот гравитационный максимум может быть обусловлен наклонной субдукцией в астеносферу более плотных пород относительно холодной литосферы. В островодужных системах на продолжении гравитационного профиля обычно следуют небольшие положительные аномалии над бассейном краевого моря.

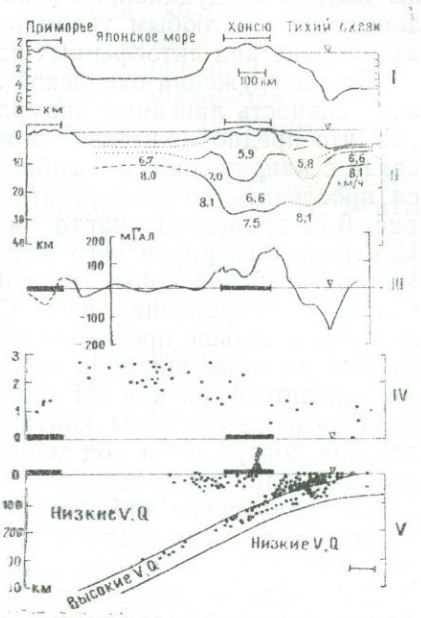


Рис. 6.7. Пересечение Японской зоны субдукции (40° с. ш.), по С. Уеде (1981):
I — рельеф; *II* — структура земной коры (скорости продольных волн); *III* — гравитационные аномалии в свободном воздухе (для моря) и Буге (для суши); *IV* — тепловой поток; *V* — сейсмические очаги (*V* — скорости сейсмических волн, *Q* — механическая добротность)

Современная субдукция находит выражение и в данных *магнитометрии*. На картах линейных магнитных аномалий бассейнов океанского типа отчетливо различаются их тектонические границы рифтогенной и субдукционной природы. Если по отношению к первым линейные аномалии океанской коры согласны (параллель-

ны им), то субдукционные границы секущие, они срезают системы аномалий под любым углом в зависимости от конвергентного взаимодействия литосферных плит.

При погружении океанской литосферы в глубоководный желоб интенсивность линейных аномалий нередко снижается в несколько раз, что предположительно объясняют размагничиванием пород в связи с напряжениями изгиба. В других случаях аномалии удается проследить до конвергентной границы и даже дальше. На рис. 6.12 приведена карта магнитного поля одного из отрезков Центральноамериканского желоба (16—17° с. ш.). Линейные аномалии океанской коры, имеющей здесь миоценовый возраст, вытянуты в направлении ЮВ—СЗ, пересекают ось глубоководного желоба, а дальше прослеживаются под висячим крылом зоны субдукции в полосе шириной около 25 км. Уходящая на глубину океанская литосфера как бы просвечивает сквозь смятые в складки осадочные комплексы континентальной окраины. Еще дальше, где она погружается под мощную гранитогнейсовую кору, линейные аномалии теряются.

Геотермические наблюдения обнаруживают снижение теплового потока по мере погружения относительно холодной литосферы под островодужный (или континентальный) борт глубоководного желоба. Однако дальше, с приближением к поясу активных вулканов, тепловой поток резко возрастает. Как полагают, там выносится энергия, выделяющаяся на глубине в результате субдукционного трения, адиабатического сжатия и экзотермических минеральных превращений.

Таким образом, данные разных геофизических методов находятся в достаточно хорошем соответствии между собой, они послужили основой для модели литосферной субдукции, которая по мере пополнения этих данных проверялась и уточнялась.

6.1.4. Зоны Беньофа

Наиболее выразительным проявлением современной субдукции служат, как отмечалось выше, сейсмофокальные зоны, наклонно уходящие на глубину. В середине 30-х годов К. Вадати установил под Японией первую такую зону, а в следующее десятилетие (1938—1945) Б. Гутенберг и Ч. Рихтер опубликовали информацию о большинстве остальных сейсмофокальных зон. Глобальная сводка этих авторов вызвала большой интерес. Уже в 1946 г. появилась, в частности, статья известного петролога и вулканолога А. Н. Заварицкого «Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях», где развивалась мысль о первичной, определяющей роли глубинных сейсмоактивных зон в отношении наблюдаемых над ними близповерхностных тектонических и вулканических процессов, являющихся в этом смысле вторичными.

В 1949—1955 гг. Х. Беньоф из Калифорнийского технологического института опубликовал следующее поколение обобщающих

работ о сейсмофокальных зонах. В те годы назревала концепция «новой глобальной тектоники», создатели которой широко использовали работы Х. Беньофа о сейсмофокальных зонах и стали именовать их «зоны Беньофа». Название укоренилось в геолого-геофизической терминологии, при этом признается приоритет К. Вадати, воздается должное фундаментальному открытию этого ученого.

К настоящему времени накоплен обширный материал о строении и характеристиках сейсмофокальных зон Беньофа. Учитываются размещение очагов землетрясений, их магнитуда, а также результаты решения их фокального механизма, позволяющие судить об ориентировке главных осей напряжения. Размещение глубинных очагов обычно изображают на картах (т. е. в проекции на горизонтальную плоскость), а также на поперечных и продольных «профилях» зоны Беньофа. Каждый такой «профиль» (см. рис. 6.7, 6.10) представляет собой проекцию сейсмических очагов на вертикальную поверхность. Для построения поперечного «профиля» берется определенный сегмент зоны Беньофа и оказавшиеся в его пределах очаги проектируются на вертикальную плоскость, ориентированную вкрест простирания зоны. Иногда эту вертикальную плоскость ориентируют в направлении субдукции, которая может происходить под разными углами к простиранию зоны. Продольный «профиль» зоны Беньофа получают, проектируя сейсмические очаги на вертикальную поверхность, которая следует вдоль сейсмофокальной зоны, изгибаясь вместе с ней.

Глубинность зон Беньофа. Сравнивая размещение очагов землетрясений с результатами сейсмической томографии для той же зоны субдукции, можно убедиться, что погружение литосферы сначала, до какой-то определенной глубины, порождает очаги упругих колебаний, а далее продолжается как асейсмичный процесс (см. рис. 6.6). Это определяется, вероятно, в первую очередь снижением упругих свойств субдуцирующей литосферы по мере ее разогрева. Глубинность зон Беньофа зависит главным образом от зрелости субдуцирующей океанской литосферы, которая с возрастом наращивала свою мощность и охлаждалась. Не случайно среди сейсмофокальных зон, уходящих до максимальных глубин 600—700 км (а отдельные слабые очаги замечены и до глубин 850 км), — Японская, Идзу-Бонинская, Марианская, Тонга, Кермадек, где субдуцирует литосфера с возрастом 120—150 млн лет. Напротив, там, где субдукция начинается вблизи осей спрединга, тонкая и высокотемпературная литосфера сейсмична лишь до глубин 200—100 км, а иногда и менее (у Каскадных гор, у Мексиканской и Южно-Чилийской окраин, в зонах Нанкай, Яп-Палау и Южно-Соломоновой).

Второй важный регулятор глубинности зон Беньофа — скорость субдукции. При высоких скоростях (9—10,5 см/год) даже литосфера с возрастом 80—40 млн лет сохраняет свои упругие свойства до глубин около 600 км (см. рис. 6.9). Таковы, в частности, соотношения при субдукции под Камчатку. И наоборот, при

низких скоростях (2—3,5 см/год) литосфера даже более зрелая становится асейсмичной уже на глубинах 250—300 км (Малые Антилы, Новая Зеландия). График П. Молнара и других (с дополнениями Н. Суги и С. Уеды), где использованы данные по большинству современных зон субдукции, дает представление о прямой зависимости между длиной зоны Беньофа на поперечном профиле и величиной, полученной от умножения скорости субдукции на возраст субдуцирующей плиты у желоба (рис. 6.8, слева). Эта линейная зависимость еще более отчетлива на графике К. Сионо и Н. Суги (рис. 6.8, справа), где учтен прежний возраст субдуцирующей литосферы, находящейся сейчас у нижнего окончания сейсмофокальной зоны, каким он был к началу ее субдукции («время охлаждения» литосферы на пути от оси спрединга до желоба). Скорость субдукции и длина зоны Беньофа в поперечном сечении учтены на этом графике как «время ассимиляции» океанской литосферы, где под ассимиляцией понимается лишь снижение механической добротности до величин, исключающих образование сейсмических очагов.

Наблюдаемая глубинность зон Беньофа широко варьирует как от одной зоны к другой, так и по простиранию одной и той же зоны. В частности, глубинность одной из наиболее протяженных сейсмофокальных зон, Андской, убывает от 600 км в ее центральной части до 150—100 км на флангах. Изменения происходят дискретно, в соответствии с сегментацией этой зоны субдукции.

Вертикальное распределение сейсмических очагов в зонах Беньофа крайне неравномерно. Их количество максимально в верхах зоны, убывает по экспоненте до глубин 250—300 км, а затем возрастает, давая пик в интервале от 450 до 600 км. Под активными вулканическими поясами наблюдается еще один низкосейсмичный (а иногда асейсмичный) пробел на глубине 150—200 км (см. рис. 6.13). В разных зонах Беньофа или их сегментах в зависимости от глубинности реализуется соответствующая верхняя часть этого вертикального профиля, самые малоглубинные зоны не достигают даже первого асейсмичного пробела.

Направление наклона зон Беньофа. Все зоны Беньофа ориентированы наклонно. В окраинно-материковых системах, в том числе и в сложно построенных системах японского типа, они всегда погружаются в сторону континента, поскольку субдуцирует именно океанская литосфера. В зонах субдукции океанского (марианского) типа направление наклона не контролируется местонахождением ближайшего континента. Здесь при конвергентном взаимодействии двух плит океанской литосферы погружается та, которая древнее, а следовательно, толще и тяжелее. Соответствующая зона Беньофа наклонена, таким образом, под более молодую океанскую литосферу, где бы она ни находилась. Так, зона Тонга—Кермадек наклонена на запад (в сторону Австралии): позднемеловая литосфера погружается в этом направлении под олигоценовую. Расположенная кулисообразно к ней зона Новых Гебрид наклонена на северо-восток (к центральной части Тихого

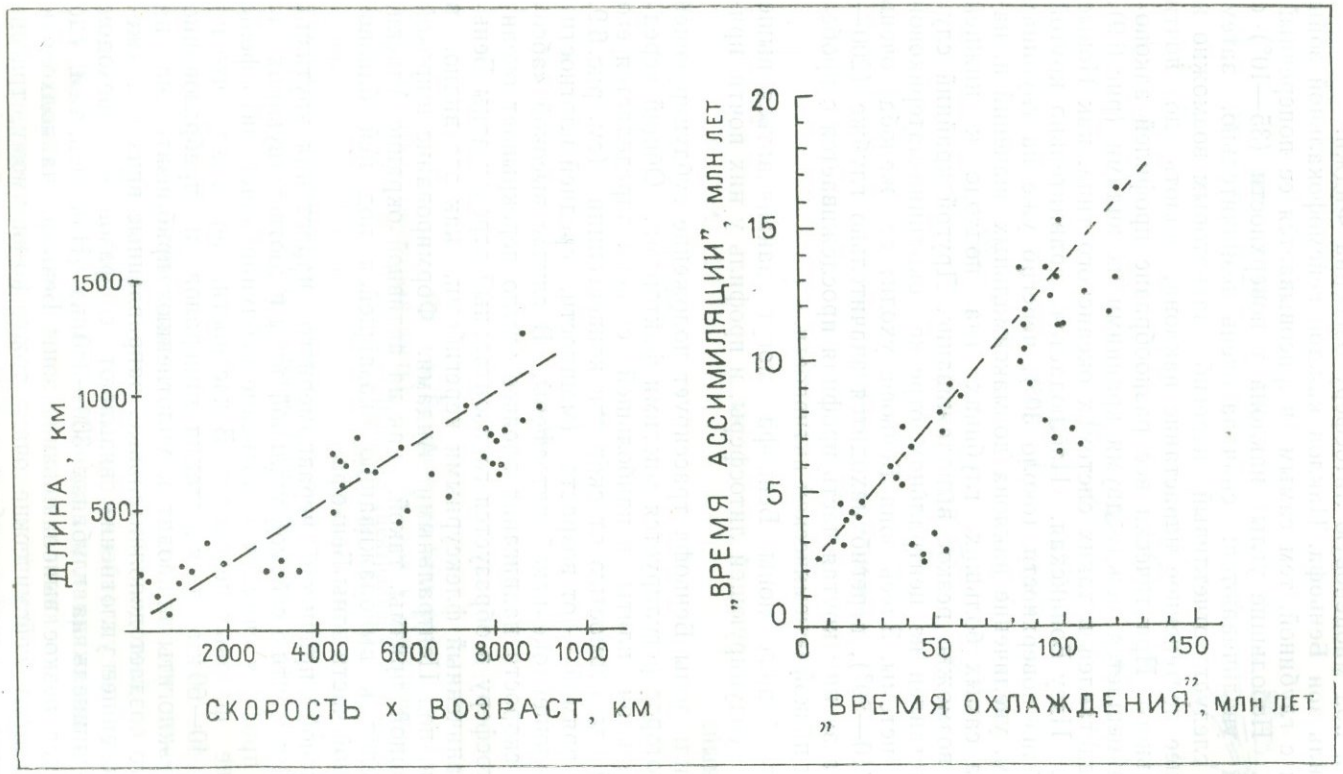


Рис. 6.8. Слева — зависимость длины зоны Беньофа на поперечном профиле от скорости субдукции, умноженной на возраст субдуцирующей плиты, по П. Молнару и др. (1979), с дополнениями Н. Суги и С. Уеды (1984). Справа — график, по К. Сионо и Н. Суги (1985): «время охлаждения» — время, за которое океанская литосфера совершила путь от оси спрединга до глубоководного желоба; «время ассимиляции» — время от начала субдукции до момента, когда литосфера теряет способность генерировать сейсмические очаги. Данные по всем современным зонам субдукции

океана), так как палеоценовая литосфера субдуцирует в этом направлении под миоценовую литосферу бассейна Фиджи.

Профиль зон Беньофа. Наклон каждой сейсмофокальной зоны меняется с глубиной, тем самым вырисовывается ее поперечный профиль. Небольшие углы наклона у поверхности (35—10°) с глубиной увеличиваются: сначала очень незначительно, затем обычно следует отчетливый перегиб, за которым возможно и дальнейшее постепенное нарастание наклона, вплоть до почти вертикального. Практически все разнообразие профилей закономерно размещается между двумя крайними их видами (рис. 6.9). Один представлен в таких системах океанского типа, как Новые Гебриды, Идзу-Бонинская. Наблюдается сравнительно крутой наклон близ поверхности (около 30°), перегиб уже на глубинах до 100 км, увеличение наклона до максимальных значений и, наконец, на самых больших глубинах (на подходе к нижней мантии) возможно резкое выполаживание. Другой крайний случай представлен на центральном отрезке окраинно-материковой Андской системы. Здесь зона Беньофа уходит от желоба очень полого (10—20°), перегиб находится значительно глубже (200—250 км), а за ним крутая часть профиля прослеживается с пробелами при низкой сейсмической активности.

Малоглубинные зоны Беньофа могут заканчиваться выше перегиба субдуцирующей литосферы, и профиль у них почти прямолинейный.

Профиль зоны Беньофа трассирует положение субдуцирующей плиты, которое регулируется многими факторами. Общий усредненный наклон плиты в наибольшей степени определяется его обратной зависимостью от скорости конвергенции (см. рис. 6.9, внизу) и прямой — от возраста (мощности, средней плотности) субдуцирующей океанской литосферы. В случае высокой «абсолютной» скорости надвигания висячее крыло перекрывает океанскую литосферу и образуется горизонтальный отрезок зоны Беньофа, ограниченный флексурными перегибами, как это видно, в частности, под Центральными Андами. Формирование широкой аккреционной призмы, такой, как на активной окраине Аляски, также ведет к выполаживанию оказавшейся под ней близповерхностной части зоны Беньофа.

Вероятной причиной неравномерного нарастания крутизны уходящей в мантию сейсмофокальной зоны и соответствующих изгибов ее профиля считают уплотнение субдуцирующей литосферы вследствие фазовых переходов. В частности, полагают, что на глубинах 40—60 км дегидратация минералов и пребразование габбро в эклогиты приводит к уплотнению приблизительно на 20%, а это создает дополнительные, направленные вниз напряжения. Дальнейшее уплотнение связывают с фазовым переходом оливин — шпинель на глубинах 300—350 км. Наконец, там, где наблюдается резкое выполаживание зоны Беньофа на подходе к нижней мантии, сейсмические очаги тоже, по-видимому, трассируют соответствующий изгиб литосферы, которая в этих случаях

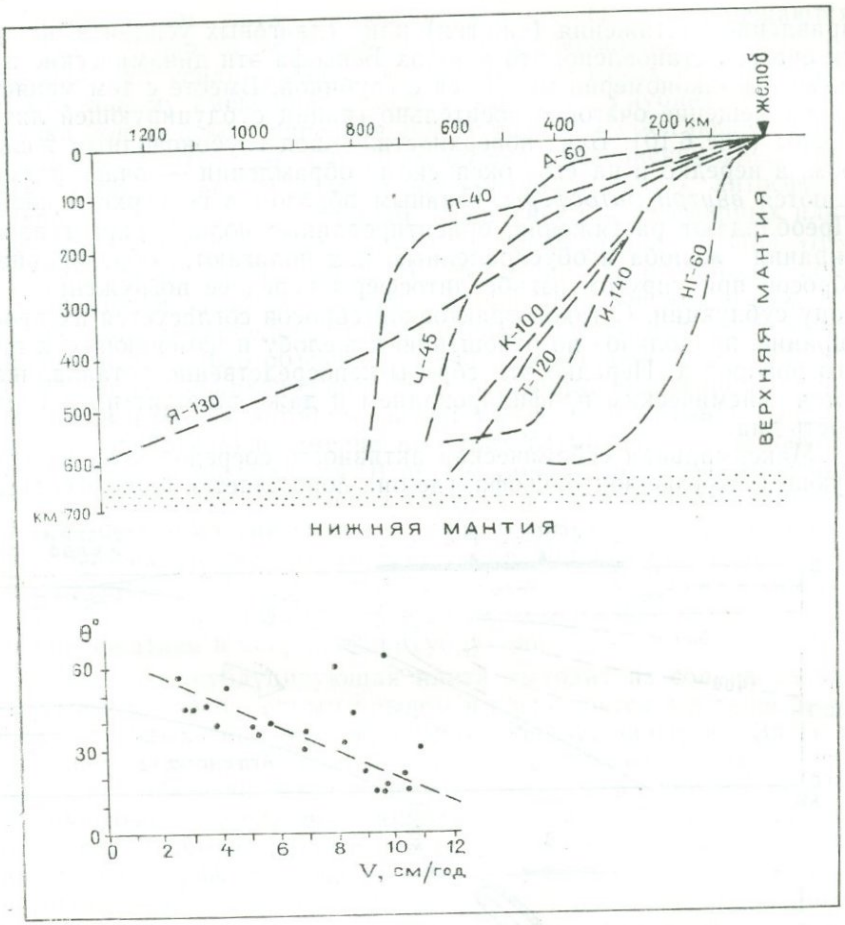


Рис. 6.9. Профили зон Беньофа:
А — Алеутская (восточная часть); П — Андская в Центральном Перу; Ч — Андская в Северном Чили; Я — Японская (центральная часть); К — Курило-Камчатская (северная часть); Т — Тонга; И — Идзу-Бонинская (центральная часть); НГ — Новогебридская. По Дж. Дьюи (1980), с дополнениями. Числа рядом с буквенными обозначениями — возраст субдуцирующей океанской литосферы у желоба. Внизу — график зависимости среднего наклона зон Беньофа на глубинах 0—400 км (θ) от скорости конвергенции литосферных плит (V), по Т. Йококуре (1991)

либо скользит по поверхности нижней мантии (что возможно при двухъярусной конвекции?), либо ложится на эту поверхность по мере гравитационного опускания субдуцирующей литосферы и откатывания ее линии перегиба (у желоба) в сторону океана.

Внутреннее строение зон Беньофа и напряжения в сейсмических очагах. Решение фокального механизма очагов по первым вступлениям сейсмических волн дает ориентировку главных осей напряжения, что в свою очередь позволяет определить на-

правление растяжения (сжатия) или сдвиговых усилий в области очага. Установлено, что в зонах Беньофа эти динамические параметры закономерно меняются с глубиной. Вместе с тем меняется размещение очагов относительно границ субдуцирующей литосферы (рис. 6.10). Близ поверхности — под глубоководным желобом, а нередко и на его океанском обрамлении — очаги размещаются *внутри литосферы,* главным образом в ее верхней части. Преобладают растяжения, ориентированные полого, вкрест простирания желоба и обусловленные, как полагают, образованием сбросов при упругом изгибе литосферы перед ее погружением в зону субдукции. С такой трактовкой сбросов согласуется их простирание, продольное по отношению к желобу и изменяющееся при его поворотах. Нередко эти сбросы непосредственно устанавливаются сейсмическим профилированием и даже выходят на поверхность дна.

Максимальная сейсмическая активность сосредоточена на следующем отрезке зон Беньофа, где она порождается конвергентным

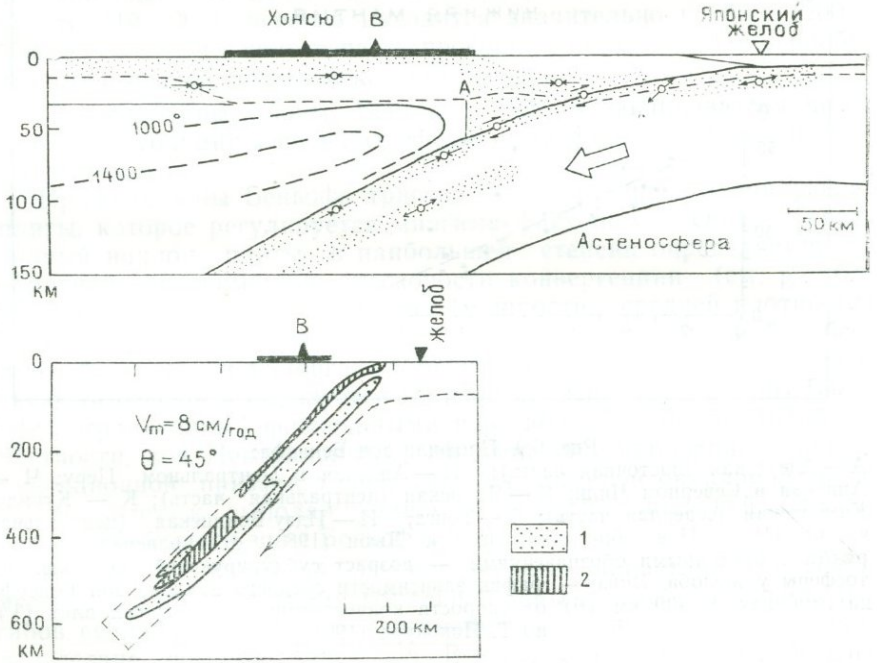


Рис. 6.10. Размещение сейсмических очагов (показаны точками) и их фокальные механизмы в субдуцирующей литосфере и над ней на примере Японской зоны субдукции. По Т. Иосии (1979), с дополнениями.

Внизу — результаты цифрового моделирования: распределение напряжений внутри субдуцирующей литосферы при учете как теплового расширения, так и сжатия в результате фазового перехода оливин — шпинель, по К. Гото и др. (1985). Для скорости погружения литосферной плиты (V_m) и угла ее наклона (θ) взяты средние значения B — «вулканический фронт», — A — «асейсмичный фронт»; *1* — расчетные области растяжения; *2* — расчетные области сжатия

взаимодействием двух литосферных плит. Очаги размещаются преимущественно *на их контакте,* решение фокальных механизмов указывает на усилия сдвига, направление которых соответствует относительному смещению в ходе субдукции. Глубинность этого отрезка зон Беньофа определяется толщиной надвигающейся литосферной плиты: до 60—70 км во внутриокеанских зонах, до 100 км и более при субдукции под континентальную литосферу. В зонах с относительно слабым сцеплением литосферных плит здесь возникают многочисленные, но небольшие очаги. При этом на самых малых глубинах (до 20—25 км) иногда происходит почти асейсмичное скольжение, крип; в зоне Беньофа это выражается небольшим пробелом, который размещается под внутренним склоном желоба. Его объясняют резким снижением сил сцепления за счет сверхвысоких поровых давлений воды, отделение которой от осадков и от базальтов океанской коры, как показывают эксперименты, максимально именно на таких глубинах, т. е. в начале субдукционного погружения. В других зонах, где силы сцепления велики, происходит накопление упругих напряжений и возникают более редкие землетрясения большой, в том числе максимальной для зон Беньофа, магнитуды. На рассматриваемом отрезке сейсмофокальных зон бывают и другие очаги, которые размещаются внутри субдуцирующей литосферы (в ее верхней части) и обусловлены сжатием в направлении субдукции.

Глубже, где субдуцирующая плита выходит из соприкосновения с висячим литосферным крылом и погружается в астеносферу, очаги сдвиговых напряжений уже не обнаруживаются. Здесь и далее, вплоть до самых больших глубин, сейсмическое выражение субдукции обеспечивается очагами, которые возникают *внутри субдуцирующей литосферы:* как относительно холодное тело она отличается от окружающих пород более высокими упругими свойствами. Сейсмические очаги образуются в этой литосфере под действием напряжений сжатия или растяжения, ориентированных наклонно в направлении субдукции.

Строение этого наиболее протяженного отрезка зон Беньофа разнообразно и находится в той или иной связи с их глубинностью и профилем. Во многих случаях до глубин около 300 км прослеживается как бы двойная сейсмофокальная зона: очаги тяготеют к двум плоскостям, параллельным кровле литосферы и отстоящим приблизительно на 25—40 км одна от другой (см. рис. 6.10). К верхней плоскости (к верхам литосферы) приурочены очаги сжатия, к нижней плоскости (к средней части литосферы) — очаги растяжения. На глубинах 300—350 км нередко наблюдается ослабление сейсмической активности, а еще глубже сейсмофокальные зоны выражены главным образом очагами сжатия.

Происхождение и размещение этих сейсмогенных напряжений сжатия и растяжения внутри погружающейся литосферы еще в конце 60-х годов интерпретировали Б. Айзекс и П. Молнар. Предложенная ими и получившая широкую известность модель признает литосферу эффективным проводником напряжений. При гра-

витационном погружении плиты в астеносферу возникают растягивающие напряжения. Глубже, при взаимодействии с подастеносферной мантией, ее сопротивление создает сжимающие напряжения, способные распространяться вверх по литосферной плите, где они начинают накладываться на растяжения, нейтрализуя их. Появляется упоминавшийся выше асейсмичный интервал.

С середины 80-х годов разрабатывается и другая модель, учитывающая противоположные по своему динамическому эффекту процессы термического расширения пород литосферы по мере субдукции, а также сокращения их объема с началом фазового перехода оливин—шпинель на глубинах около 300 км. Приводимые на рис. 6.10 результаты цифрового моделирования, по К. Гото и другим, полученные для средних скоростей конвергенции плит (8 см/год) и средних наклонов зоны Беньофа (45°), дают более сложную расчетную картину распределения напряжений сжатия и растяжения в субдуцирующей литосфере, хорошо соответствующую данным сейсмологии. Эта модель объясняет формирование двойной зоны Беньофа на отрезке, где доминируют напряжения термического расширения пород. Далее, на глубинах 300—350 км, с развитием фазового перехода оливин—шпинель эти напряжения компенсируются сжатием, появляется асейсмичный пробел. Еще глубже, где определяющим становится эффект фазового перехода, моделируется сложное поле напряжений с господством сил сжатия в направлении субдукции.

Сейсмичность над зонами Беньофа определяется главным образом мощностью литосферы в висячем крыле, а также распределением и интенсивностью проходящего сквозь нее теплового потока, снижающего упругие свойства пород. Главный источник динамических воздействий, создающих в этой литосфере сейсмогенные напряжения, — субдукция, а следовательно, важны параметры субдукции и сила сцепления литосферных плит на конвергентной границе.

В островных дугах сейсмичность над зоной Беньофа, начинаясь у желоба, прослеживается по латерали на 500 км и более. Это преимущественно малоглубинные очаги, даже под энсиалическими дугами они размещаются в основном на расстоянии до 30 км от поверхности, и только немногие опускаются до 60—70 км (см. рис. 6.10). В целом сейсмические очаги образуют горизонтальную систему, приуроченную к верхам литосферы и отчетливо отделенную от зоны Беньофа клином разогретых пород с температурами до 1500° и низкой механической добротностью, которые проявляют себя как «область сейсмического молчания». На удалении 100—200 км от оси желоба уже вблизи от первых активных вулканов (от «вулканического фронта») очаги прерываются, проходит *«асейсмичный фронт»* — линия, ограничивающая почти асейсмичную полосу шириной в несколько десятков километров. Ее объясняют резким снижением упругих свойств литосферы в результате подъема изотерм, проникновения расплавов и флюидов в полосе островодужного вулканизма.

В таких близповерхностных сейсмофокальных системах над зонами Беньофа преобладает субгоризонтальное сжатие в направлении, перпендикулярном желобу. В очагах, расположенных близ желоба, а также в тылу вулканической дуги может наблюдаться растяжение в том же направлении: это зависит от тектонического режима соответствующей зоны субдукции. Кроме того, в случае косоориентированной (относительно конвергентной границы) субдукции, в сейсмических очагах над зоной Беньофа нередко обнаруживается продольный сдвиг или сложное смещение со сдвиговой компонентой. Такова сейсмичность на о. Суматра (над Зондской зоной Беньофа), где в соответствии с косоориентированной субдукцией наблюдаются правосдвиговые сейсмогенные смещения.

На активных континентальных окраинах андского типа наличие мощной континентальной литосферы над зоной Беньофа способствует распространению сейсмических очагов в ее висячем крыле на большую глубину, но все же они размещаются главным образом в пределах верхних 100 км. Как и в островодужных системах, преобладают очаги субгоризонтального сжатия или растяжения вкрест простирания зоны, наблюдаются те же варианты размещения этих очагов, зависящие от режима субдукции. Но в отличие от островных дуг в тылу окраинно-континентальных горных сооружений вместо зон растяжения могут формироваться зоны сжатия, выраженные сейсмогенными взбросами и надвигами, направленными в глубь континента. Они образуются над зоной Беньофа под воздействием субдукционного давления со стороны океана и, как мы уже отмечали, соответствуют зонам А-субдукции, в понимании А. Балли. На примере современных Центральных Анд видно, что такая зона сжатия может соседствовать с сейсмогенной зоной растяжения на той же активной окраине ближе к глубоководному желобу.

6.1.5. Геологическое выражение зон субдукции

Изучение современных зон субдукции позволяет судить о выражении этого процесса в седиментации, тектонических деформациях, магматизме, метаморфизме. Это в свою очередь дает ключ для актуалистической реконструкции древних зон субдукции.

Субдукция и седиментация. Тектонический рельеф, создаваемый субдукцией, предопределяет закономерное размещение седиментационных бассейнов с характерными формациями. Особого внимания заслуживает специфика накопления осадков в глубоководном желобе, где проходит конвергентная граница литосферных плит и начинается субдукция.

Латеральные ряды седиментационных бассейнов варьируют в зависимости от тектонического типа зоны субдукции. В окраинно-материковой обстановке андского типа, начиная от океана, следуют *глубоководный желоб, фронтальный и тыловой бассейны.* Для желоба характерны флишоидные отложения, терригенные и

туфогенные турбидиты. Слагающий их материал поступает с континентального склона и нередко содержит продукты размыва гранитно-метаморфического фундамента. Характерен продольный перенос вдоль желоба на большие расстояния. Фронтальный и тыловой бассейны (прогибы) служат местом накопления континентальных и мелководно-морских толщ молассового облика мощностью до нескольких километров. При этом фронтальный бассейн, размещаясь между береговым (невулканическим) и главным (вулканическим) хребтами, заполняется асимметрично: с одной стороны обломочным материалом, с другой — как обломочным, так и вулканогенным. В тыловой бассейн, который по своему положению является предгорным, передовым прогибом, также поступают продукты разрушения главного хребта и его вулканический материал. Туда же идет снос с внутриконтинентальных поднятий кратона.

В обстановке островных дуг латеральный ряд бассейнов и их заполнение видоизменяются. Флишоидные отложения глубоководного желоба содержат здесь меньше терригенного материала. Перед энсиматическими дугами появляются продукты разрушения габброидов, ультрабазитов и других пород океанской литосферы, если они выступают на островодужном склоне желоба. В качестве фронтального в островных дугах формируется *преддуговой бассейн,* который заполняется морскими, в том числе флишоидными, туфогенно-осадочными отложениями большой мощности. В качестве тылового развивается глубокий *задуговой или междуговой бассейн,* где на утоненном континентальном основании или на новообразованной океанской коре накапливаются мощные морские отложения, в том числе флишоидные. Таким образом, молассоидные мелководно-морские и континентальные формации окраинно-материковых систем сменяются в островодужных системах более глубоководными, преимущественно флишоидными. И для одних и для других характерно наличие вулканогенного материала, состав которого зависит от тектонического типа зоны субдукции, что будет рассмотрено ниже — в разделе о магматизме.

Уникальна тектоническая обстановка накопления осадков в глубоководном желобе. Независимо от длительности существования зоны субдукции в нем находятся лишь очень молодые, плейстоценовые и голоценовые отложения, мощность которых обычно не превышает нескольких сотен метров. В этом отношении они контрастируют с осадочным заполнением соседних прогибов континентальной окраины или островной дуги, где и возрастной диапазон, и мощности гораздо больше. Залегая почти горизонтально, осадки глубоководного желоба прислоняются к его океанскому борту, а на континентальной (или островодужной) его стороне соотношения зависят от тектонического режима субдукции. В одних случаях, как, например, в Центральноамериканском желобе у берегов Гватемалы, они пододвигаются под висячее крыло и вовлекаются в субдукцию, почти не испытывая деформаций. В

других случаях, напротив, близ конвергентной границы осадки глубоководного желоба приобретают все более сложную структуру (в конечном результате — складчатую изоклинально-чешуйчатую), причленяясь к так называемому аккреционному клину (см. рис. 6.23). Таковы соотношения на северном отрезке того же Центральноамериканского желоба у берегов Мексики.

Таким образом, специфика накопления осадков в глубоководном желобе в любом случае состоит в том, что находящийся в движении, субдуцирующий под континентальную окраину (или островную дугу) коровый субстрат, подобно ленте транспортера, удаляет поступающий в желоб осадочный материал, освобождая место для все более молодых осадков. Эти соотношения весьма выразительны в Японском желобе у берегов Хонсю, где они картировались с погружаемых аппаратов при исследованиях по программе «Кайко». В частности, там подводно-оползневые массы, поступающие с островодужного склона, вовлекаются в субдукцию и не образуют на дне желоба сколько-нибудь значительных скоплений.

Если в обычных бассейнах седиментации мощность осадков в значительной степени зависит от опусканий дна, то в глубоководных желобах на первое место выступают физико-географические факторы, контролирующие поступление терригенного материала. В этом отношении показателен Чилийско-Перуанский желоб, практически лишенный осадков на отрезке, прилегающем к пустыне Атакама, и постепенно обретающий обычное заполнение к северу и югу, где климат становится гумидным, а снабжение обломочным материалом с континента нормализуется (см. рис. 11.6). Другой яркий пример — желоб Пуэрто-Рико, крайняя южная часть которого перекрыта мощными осадками, поскольку сюда направляются обильные выносы дельты Ориноко. В северном направлении, по мере удаления от этого мощного источника, мощность осадков в желобе убывает.

При обильном поступлении терригенного материала и не самых высоких скоростях субдукции глубоководный желоб заполняется осадками настолько, что теряет батиметрическое выражение и вырисовывается только на геофизических профилях. Таков желоб Вашингтон—Орегон (рядом с Каскадными горами и Ванкувером), где скорость субдукции около 4,5 см/год. Погребены осадками Панамский желоб (и его продолжение у берегов Колумбии), самый южный сегмент Чилийско-Перуанского желоба (к югу от сочленения с Чилийским спрединговым хребтом), желоб Хикуранги у о. Северный Новой Зеландии. Конусы выноса иногда пересекают такой погребенный желоб и выходят в океан.

Субдукция и тектонические деформации. Взаимодействие литосферных плит при субдукции сопровождается тектоническими деформациями, которые особенно выразительны вблизи конвергентной границы, но проявляются и по обе стороны от нее, особенно в висячем крыле. Многие из этих деформаций сейсмогенны (см. выше).

На субдуцирующей океанской плите чаще всего наблюдаются ступенчатые сбросы и грабены, выражающие растяжение верхов литосферы в связи с ее упругим изгибом перед началом субдукции (рис. 6.11). Они размещаются на океанском борту желоба и реже на обрамляющем его краевом валу. При образовании сбросов может происходить и обновление уже существовавших продольных (параллельных линейным магнитным аномалиям) разрывов, изначально заложенных в структуру океанской коры при сбросовых смещениях в осевой рифтовой зоне срединно-океанского хребта. Такое обновление заметно на участках, где субдуцирует сравнительно молодая океанская литосфера, прикрытая маломощным осадочным чехлом. Так, при погружении в Центральноамериканский желоб у берегов Гватемалы на плите Кокос, имеющей здесь эоценовый возраст, образуются многочисленные грабены СЗ—ЮВ простирания, ориентированные вдоль линейных магнитных аномалий, но под острым углом к оси желоба. Есть здесь и грабены ромбовидных очертаний, ограниченные двумя системами сбросов: как обновленными разрывами океанской коры, так и новообразованными сбросами, параллельными желобу (рис. 6.12). Подобным образом у берегов Перу на океанском борту

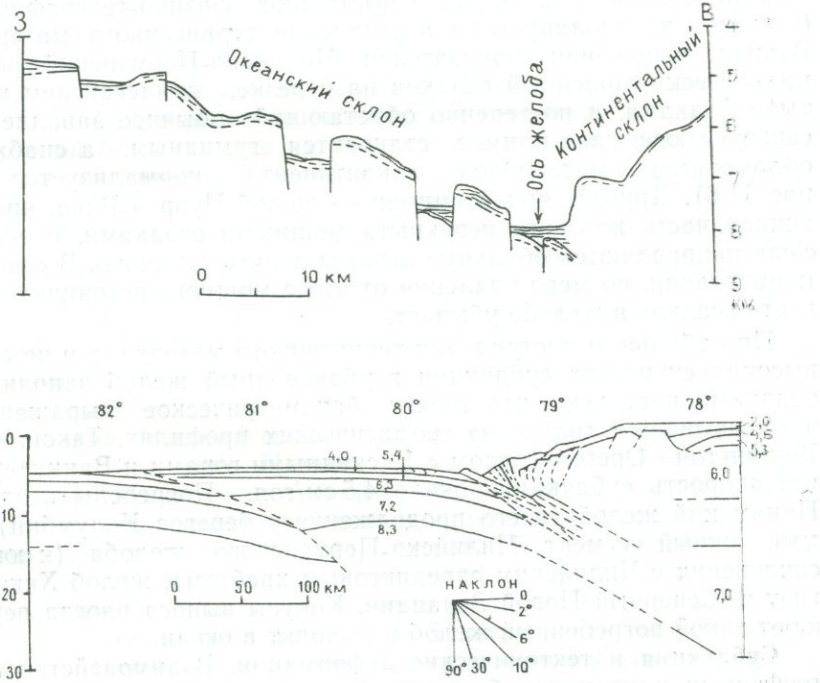


Рис. 6.11. На верхнем профиле — структуры растяжения (сбросы и грабены) на океанском борту Чилийско-Перуанского желоба у северных берегов Чили, 23°15′ ю. ш. (по У. Швеллеру и Л. Кульму, 1978). На нижнем сводном профиле — структуры сжатия (надвиги) в океанской литосфере вблизи того же желоба (и под ним?) у берегов Перу, 8—12° ю. ш. (по Д. Хуссонгу и др., 1976)

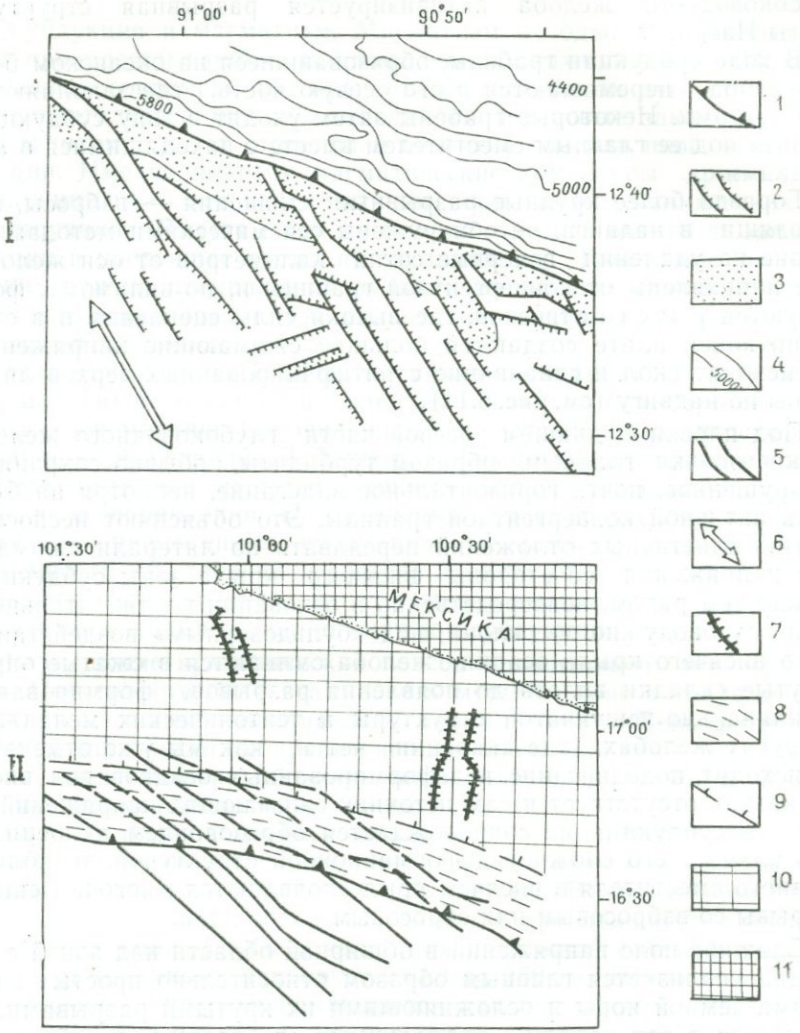


Рис. 6.12. Центральноамериканский глубоководный желоб:

I — обновление продольных (параллельных линейным магнитным аномалиям) разрывов океанской коры эоценового возраста при изгибе, растяжении и образовании грабенов на краю желоба у берегов Гватемалы. По Ж. Обуэну и др. (1981). *II* — просвечивание линейных магнитных аномалий субдуцирующей океанской коры миоценового возраста из-под аккреционного комплекса на континентальном борту желоба у берегов Мексики. По Д. Каригу и др., (1978). *1* — главный сместитель зоны субдукции; *2* — сбросы; *3* — осадки глубоководного желоба; *4* — рельеф континентального склона в горизонталях (м); *5* — линейные магнитные аномалии океанской коры; *6* — простирание этих аномалий; *7* — магнитные аномалии континентальной коры; *8* — аккреционный комплекс; *9* — его внутренняя граница; *10* — континентальная кора в акватории; *11* — то же на суше

глубоководного желоба активизируется разрывная структура плиты Наска.

В ходе субдукции грабены, образовавшиеся на океанском борту желоба, перемещаются в его осевую часть, где заполняются турбидитами. Некоторые грабены затем уходят в зону субдукции, скользя под ее главным сместителем вместе с находящимися в них осадками.

Гораздо более крупные разрывные смещения — взбросы, переходящие в надвиги, — обнаружены сейсмическими методами в океане на удалении в первые сотни километров от оси желоба. Они направлены от конвергентной границы и, по-видимому, формируются у тех ее отрезков, где высоки силы сцепления и в субдуцирующей плите создаются большие сжимающие напряжения. Происходят скол и сдваивание стратифицированных верхов литосферы по надвигу (см. рис. 6.11).

Под плоским днищем осевой части глубоководного желоба свежие осадки, главным образом турбидиты, обычно сохраняют ненарушенное, почти горизонтальное залегание, несмотря на близость активной конвергентной границы. Это объясняют неспособностью пластичных отложений передавать по латерали сжимающие напряжения со стороны висячего крыла зоны субдукции. Между тем рядом, непосредственно в основании континентального (или островодужного) склона, под «бульдозерным» воздействием этого висячего крыла осадки желоба сминаются в сжатые опрокинутые складки вплоть до появления разрывов, формирования изоклинально-чешуйчатой структуры и тектонических меланжей. В других желобах, где аккреции нет и, как мы уже отмечали, происходит пододвигание недеформированных осадков под висячее крыло, отсутствует и сам источник сжимающих напряжений.

Если субдукция не сопровождается образованием аккреционного клина с его сложной деформационной структурой, то вблизи главного сместителя в висячем крыле появляются многочисленные разрывы со взбросовым или сбросовым смещением.

Сложное поле напряжений в обширной области над зоной субдукции реализуется главным образом относительно простыми изгибами земной коры и осложняющими их крутыми разрывами. В островных дугах наряду с продольными взбросами и сбросами развиваются многочисленные поперечные разрывы, в том числе сдвиги, выражающие дробную сегментацию висячего крыла зоны субдукции. На активных окраинах андского типа рядом со структурами растяжения (в Андах это грабены по обе стороны береговых хребтов и в своде горного сооружения на Альтиплано) нередко формируются структуры сжатия, приуроченные к зоне взбросов, надвигов и изоклинальной складчатости, протянувшейся в тылу горного сооружения. Перемещения направлены в глубь континента — в пределы передового прогиба, молассовое заполнение которого тоже вовлекается в складчатость. Такие системы интенсивных и сложных деформаций маркируют выход зоны А-субдукции, сопряженной на глубине с главной зоной субдукции.

Субдукция и магматизм. Магматизм — одно из наиболее ярких проявлений глубинных процессов в зонах субдукции. По мере изучения современного вулканизма островных дуг и активных континентальных окраин выясняются все новые закономерности его зависимости от строения и развития той или иной зоны субдукции. Именно поэтому магматические комплексы древних зон субдукции наиболее информативны при палеотектонических реконструкциях. Вместе с тем на многих отрезках активных зон субдукции в настоящее время нет вулканизма. Выявление тектонических причин прекращения вулканизма на этих отрезках позволяет интерпретировать для палеореконструкций и такую *авулканическую субдукцию.*

Еще в 50-х годах Г. Штилле связал вулканизм «андезитового кольца» Тихого океана с плавлением океанской коры при ее пододвигании в мантию. С появлением представлений о литосферной субдукции Э. Оксбург, Д. Таркот, У. Гамильтон интерпретировали магматизм островных дуг и активных континентальных окраин как одно из ее проявлений. По сравнению с магматическими комплексами зон рифтогенеза субдукционные намного разнообразнее, особенности их строения и состава зависят от сочетания гораздо большего числа условий, что усложняет выявление закономерных связей магматизма и геодинамики зон субдукции.

Размещение вулканических поясов относительно зон субдукции. Пространственная взаимосвязь мощных поясов современного вулканизма с глубоководными желобами, зонами Беньофа и другими проявлениями субдукции вполне отчетлива, так что традиционное представление об «огненном», или «андезитовом», кольце Тихого океана обрело новый смысл.

Еще К. Вадати, впервые обнаружив сейсмофокальную зону, обратил внимание на то, что цепи активных вулканов Японии размещаются над ее среднеглубинной частью. В дальнейшем стало ясно, что это закономерность, которая прослеживается во всех зонах субдукции. Глубина залегания наклонной сейсмофокальной зоны под вулканами варьирует от 80 до 350 км, но максимум магматической активности наблюдается над интервалом 100—200 км. В соответствии с этим выдерживается и размещение вулканических поясов по отношению к смежным глубоководным желобам, маркирующим выход зоны Беньофа на поверхность: удаленность вулканов от желоба находится в обратной зависимости от наклона этой зоны. Чем больше угол наклона, тем ближе к желобу проявляется вулканизм, такая закономерность выдерживается глобально. Линию, ограничивающую вулканический пояс со стороны желоба, А. Сугимура назвал *вулканическим фронтом* (см. рис. 6.10). Его расстояние от края глубоководного желоба (arc—trench gap, по У. Дикинсону) варьирует от 50 до 300 км, чаще всего это 125—250 км. С противоположной стороны граница вулканических поясов не столь резкая, она удалена от желоба на расстояние до 400 км, а местами, как, например, в Центральных Андах, — до 500 км и более. Ширина субдукционных вулканических поясов от

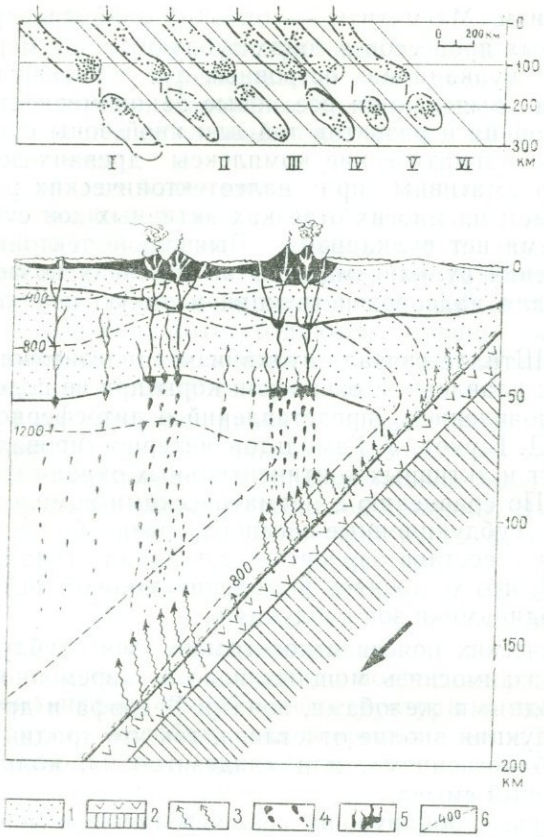


Рис. 6.13. Асейсмичные пробелы в зоне Беньофа под современными вулканами Андской активной окраины.

I—VI — профили на отрезке 21—24° ю. ш., по В. Ханушу и И. Ванеку (1978). Стрелкой обозначен глубоководный желоб, вертикальным штрихом — проекция активных вулканов на асейсмичный пробел. Внизу — схема магмообразования под Курильской островной дугой, по Г. П. Авдейко (1993), упрощена.

1 — континентальная литосфера; *2* — субдуцирующая океанская литосфера; *3* — отделение флюидов; *4* — частичное плавление и подъем магмы в астеносфере мантийного клина; *5* — подводящие каналы и промежуточные магматические очаги в литосфере; *6* — изотермы, град

первых десятков километров до 175—200 км, местами даже несколько больше.

Глубинные корни вулканических поясов над зонами субдукции. Судя по столь отчетливой пространственной корреляции, вулканизм островных дуг и континентальных окраин инициируется в уходящих на глубину зонах субдукции. О том же свидетельствуют и разнообразные геофизические данные. Как показали В. Хануш и И. Ванек, под активными сегментами вулканических поясов наблюдается асейсмичный пробел в зонах Беньофа (рис. 6.13), в то время как под вулканически пассивными сегментами такого пробела нет. Поскольку на соответствующих глубинах субдуцирующая плита движется среди астеносферного вещества, сейсмические очаги находятся внутри нее. Поэтому асейсмичный пробел под вулканами скорее всего означает снижение упругих свойств погружающейся литосферы вследствие разогрева или даже частичного плавления.

Таким образом, асейсмичный пробел маркирует *магмогенерирующий отрезок* зоны субдукции. Его понимают как область, где процессы магмогенеза только начинаются, чтобы продолжиться над субдуцирующей плитой, вплоть до близповерхностных магматических камер в фундаменте вулканов. Глубинность магмоге-

нерирующего отрезка, судя по данным сейсмологии, варьирует не только от одной зоны субдукции к другой, но и по простиранию зоны, от сегмента к сегменту. От нее зависит состав вулканического материала, поступающего на поверхность. По мере развития зоны субдукции магмогенерирующий отрезок, зародившись на глубине нескольких десятков километров, постепенно мигрирует по падению зоны до глубин в первые сотни километров. Там в дальнейшем возможны его смещения вверх и вниз.

В Центральных Андах, где на океанскую плиту по пологой поверхности надвигается мощная континентальная литосфера, магмогенез и вулканизм, согласно И. Саксу, развиваются только при наличии апофизы астеносферного вещества между контактирующими плитами. На соседних сегментах, где нет такой апофизы, нет и вулканизма.

Структурная связь магмогенерирующего отрезка зоны субдукции с наблюдаемыми на поверхности вулканическими постройками иногда трассируется сейсмическими явлениями, которые предшествуют очередной вспышке вулканизма. Непосредственно над зоной Беньофа появляются слабые сейсмические очаги, которые затем в течение нескольких месяцев образуются все выше и приближаются к вулканической постройке перед началом извержения. Такую последовательность установили К. Бло и Р. Приам для Новогебридской и Зондской зон субдукции, сходные наблюдения есть и для некоторых других зон. Природа этих сейсмических явлений неясна, их, по-видимому, нельзя рассматривать как след продвижения уже сформировавшегося магматического расплава, поскольку по геофизическим данным скопления магмы находятся выше. Более вероятно, что такие землетрясения намечают ослабленные зоны, контролирующие подъем флюидов или наиболее глубинных продуктов парциального плавления, а вместе с ними и перенос тепловой энергии для магмообразования на более высоких уровнях. Активизация такой зоны, получившая импульс на глубине, продвигается вверх, где способствует разгрузке магматических очагов и выражается вулканическими извержениями.

Появляется все больше наблюдений о тектономагматических условиях в этой области, соединяющей глубинную зону субдукции с вулканами на поверхности. Значительные объемы в ее нижней части отличаются от окружающих пород пониженными скоростями и сильным затуханием упругих волн. Метод обменных волн характеризует их как область «отсутствия обменов», т. е. повышенной однородности среды. В частности, под вулканами о. Кунашир (Курильская гряда) Т. К. Злобин проследил такие области начиная от глубин 120—100 км. Сейсмология фиксирует те же объемы пород как «области сейсмического молчания», окруженные «сейсмоактивной рубашкой» слабых вулканических землетрясений. С. А. Федотов и А. И. Фарберов описали подобную область (до 40 км в поперечнике) под Авачинской группой вулканов на Камчатке. Указанные отклонения физических характеристик согласуются с представлением петрологов о том, что в породах мантийно-

го клина (над магмогенерирующим отрезком зоны субдукции) происходит частичное плавление, отжим жидкой фазы из межзернового пространства и ее перемещение вверх.

На глубине 60—30 км появляются линзовидные магматические очаги, происходят обособление и накопление расплава, что создает новые возможности его эволюции. Такие очаги, экранирующие прохождение поперечных волн, обнаружены методом сейсмического просвечивания под Ключевской и Авачинской вулканическими группами на Камчатке. Очаги меньших размеров размещаются выше — это промежуточные очаги (например, очаг на глубине 10—8 км под вулканом Менделеева на о. Кунашир) и близповерхностные очаги, находящиеся непосредственно в фундаменте вулканических построек, где завершаются становление и фракционирование магматических расплавов. Эти близповерхностные камеры хорошо известны как по данным сейсмической томографии, так и по результатам гравиметрии и магнитометрии. Все эти методы дали близкий результат при оконтуривании очага под Авачинским вулканом, где он находится на глубине 2—5 км.

Таким образом, в островных дугах и на активных континентальных окраинах прослеживается непрерывная связь между действующими вулканами и уходящей под них сейсмофокальной зоной Беньофа. Последняя маркирует субдукцию до тех пор, пока литосфера, погружаясь в область все более высоких температур, не теряет упругие свойства, необходимые для образования в ней сейсмических очагов. Глубина, до которой субдукция проявляет себя сейсмичностью, зависит, как уже отмечалось, от возраста погружающейся океанской литосферы (т. е. от ее толщины и температуры). Это объясняет соотношения, наблюдаемые там, где зона субдукции находится вблизи оси спрединга и поэтому поглощает еще совсем молодую, тонкую и относительно высокотемпературную литосферу.

Субдуцирующая плита с такими характеристиками перестает генерировать сейсмические очаги уже на глубине 100—150 км (а иногда и несколько десятков километров), она достигает глубин магмогенеза в асейсмичном режиме. Развивается субдукционный вулканический пояс, под которым нет зоны Беньофа. Так, на мексиканском отрезке Центральноамериканской зоны субдукции, где погружается литосфера с возрастом 8—20 млн лет (при скорости около 7 см/год), сейсмофокальная зона теряется в нескольких десятках километров от Трансмексиканского вулканического пояса. Еще ближе к оси спрединга (к хребтам Горда и Хуан-де-Фука) находится субдукционная окраина у Каскадных гор, поэтому там погружается литосфера с возрастом 2—8 млн лет (при скорости около 3,5 см/год), зона Беньофа почти не выражена и субдукция под вулканической цепью также происходит асейсмично. В сходных условиях проявляется вулканизм в той части Андского пояса (40—43° ю. ш.), где к континентальной окраине приближается Чилийский спрединговый хребет и субдуцирует молодой (миоцен—квартер) южный край плиты Наска.

Специфика состава магм над зонами субдукции. В формировании магм, питающих субдукционный вулканизм, участвует вещество, которое отделяется от погружающейся океанской литосферы, от пород находящегося над ней астеносферного клина, а также от мантийных и коровых пород литосферы висячего крыла, которая служит фундаментом вулканического пояса. Важной специфической чертой магмообразования при субдукции считают перемещение вещества океанской коры, в том числе ее осадочного чехла, глубоко в мантию, что придает соответствующие геохимические особенности мантийным магмам. Кроме того, большое количество воды, которое привносится при этом, коренным образом меняет условия частичного плавления перидотитов над зоной субдукции. Судя по лабораторным экспериментам, из «обводненной» мантии возможно прямое отделение не только базальтового, но и андезитового расплавов. Несмотря на разнообразие субдукционных вулканитов, среди которых представлен широкий спектр пород толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой серий, их геохимическая специфика во многих случаях позволяет отличить эти породы от сходных вулканитов иного происхождения (рис. 6.14).

Выразительны и изотопные характеристики вулканитов зон субдукции. Нормальная для других геодинамических обстановок комплементарность «мер изотопного состава» ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} здесь нарушается, как полагают, за счет привноса стронция морской воды вместе с океанской корой. Вулканитам зон субдукции свойственны значения ϵ_{Nd} около $+8$.

В тех зонах субдукции, где динамика взаимодействия литосферных плит благоприятна для поглощения свежих, еще не литифицированных океанских осадков, они могут быть затянуты до глубин магмообразования. Это показали исследования изотопа ^{10}Be, которые в 80-х годах начал Ф. Тера. ^{10}Be образуется в атмосфере при воздействии космических лучей на кислород и азот, оттуда он попадает в океанские осадки, а с ними — в зону субдукции. В лавах Центральноамериканской, Алеутской и ряда других зон субдукции содержания этого изотопа оказались во много раз выше фоновых (см. рис. 6.14). Сравнительно короткий период полураспада ^{10}Be (около 1,5 млн лет) указывает на его поступление в глубинную область магмогенеза именно со свежими океанскими осадками. Вместе с тем длительность существования изотопа достаточна для перемещения на нужную глубину, что требует нескольких миллионов лет. Первичная (субдукционная) природа контаминации расплава изотопом ^{10}Be проверяется сопоставлением его содержаний в темноцветных минералах, плагиоклазе и стекловатом матриксе вулканической породы, так как более поздний привнос в близповерхностных условиях нарушил бы наблюдаемую корреляцию содержаний, соответствующую кристаллизации в замкнутой системе.

Состав вулканитов и глубина залегания зоны Беньофа. Сложный многоступенчатый процесс формирования магматических рас-

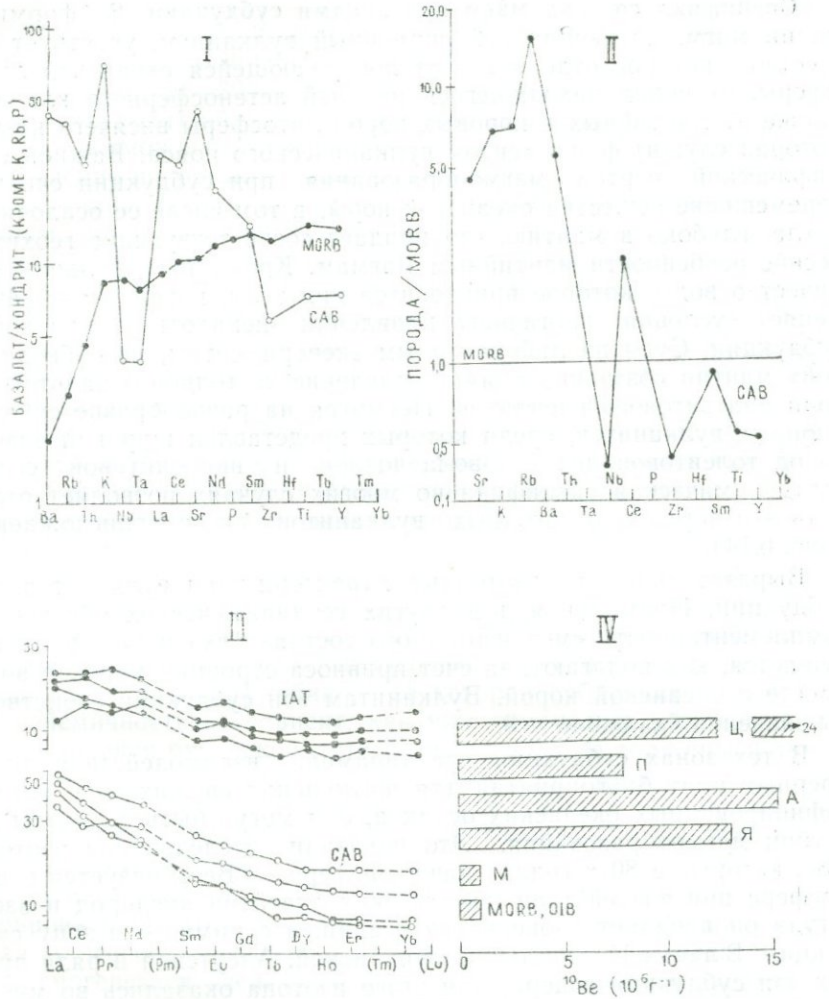


Рис. 6.14. *I, II* — геохимические особенности известково-щелочных базальтов островных дуг (CAB) в сравнении с базальтами срединно-океанских хребтов (MORB); *III* — редкоземельные спектры толеитовых (IAT) и известково-щелочных (CAB) базальтов островных дуг; *IV* — субдукционное обогащение некоторых мантийных источников магмы бериллием атмосферного происхождения (Ц — вулканиты Центральной Америки; П — Перу; А — Алеутской дуги; Я — Японской дуги; М — Марианской, Новобританской, Зондской и Малоантильской дуг; MORB, OIB — базальты срединно-океанских хребтов и океанских островов). По М. Уилсон (1989)

плавов над зонами субдукции берет начало в погружающейся литосфере и зависит от глубины нахождения этой литосферы под вулканом. Поэтому наклон зоны субдукции предопределяет асимметрию формирующегося над ней вулканического пояса, его *поперечную (латеральную) геохимическую зональность*, полярность,

наличие которой давно уже было замечено в островных дугах, и в Андах. В 60-х годах А. Сугимура и Х. Куно показали, что по мере удаления от глубоководного желоба, т. е. по падению зоны Беньофа, нарастают содержания K, Rb, Sr, Ba и других литофильных элементов с большими ионными радиусами. Соответственно нарастают отношения калия к натрию, легких редкоземельных элементов к тяжелым. В том же направлении убывает отношение железа к магнию, нормативная насыщенность пород кремнеземом. В полном виде эта латеральная зональность выражается фациальным замещением одних вулканических серий другими вкрест простирания пояса. Согласно схеме Х. Куно, уточненной П. Якешем, А. Уайтом и Дж. Гиллом, в направлении от желоба толеитовая серия (толеитовый базальт — железистый дацит) сменяется известково-щелочной (высокоглиноземистый базальт — риолит), а затем, в тылу вулканического пояса, — шошонитовой (шошонитовый базальт — трахит).

Зависимость между содержанием в лавах калия и глубиной залегания под вулканом зоны Беньофа исследовали У. Дикинсон и Т. Хазертон. Данные по большинству современных зон субдукции они суммировали на диаграммах, построенных для определенных содержаний кремнекислоты, а именно для 55; 57,5; 60%, что отражает относительно широкое распространение в субдукционных поясах андезитовых пород (рис. 6.15). В последующие десятилетия эти диаграммы нашли широкое применение при реконструкции зон Беньофа в древних субдукционных поясах по составу вулканитов.

Латеральная геохимическая зональность над зонами субдукции отчетливо проявляется и в размещении связанного с магматизмом оруденения. В частности, на центральном отрезке Андской активной окраины, согласно Р. Силлитое (1976), преимущественно медное оруденение сменяется по падению зоны Беньофа полиметаллическим (главным образом свинцово-цинковым, со значительным количеством серебра), далее следуют месторождения олова и вольфрама. Замечена и более дробная связь оруденения с зональностью субдукционных вулканоплутонических поясов и их латеральной миграцией.

Состав вулканитов и строение висячего крыла зоны субдукции. Состав вулканитов над современными зонами субдукции зависит также от строения и мощности земной коры в их висячем крыле, где в фундаменте вулканического пояса завершается формирование магматических расплавов. Наибольшие различия наблюдаются между энсиалическими (японского типа) островными дугами и континентальными окраинами, с одной стороны, и энсиматическими (марианского типа) островными дугами — с другой. В первом случае происходит не только контаминация глубинных, преимущественно базальтовых расплавов веществом сиалической коры, но и плавление последней с образованием дополнительных внутрикоровых очагов, питающих риолитовые, в том числе игнимбритовые, извержения. Контаминация наглядно проявляется увеличением со-

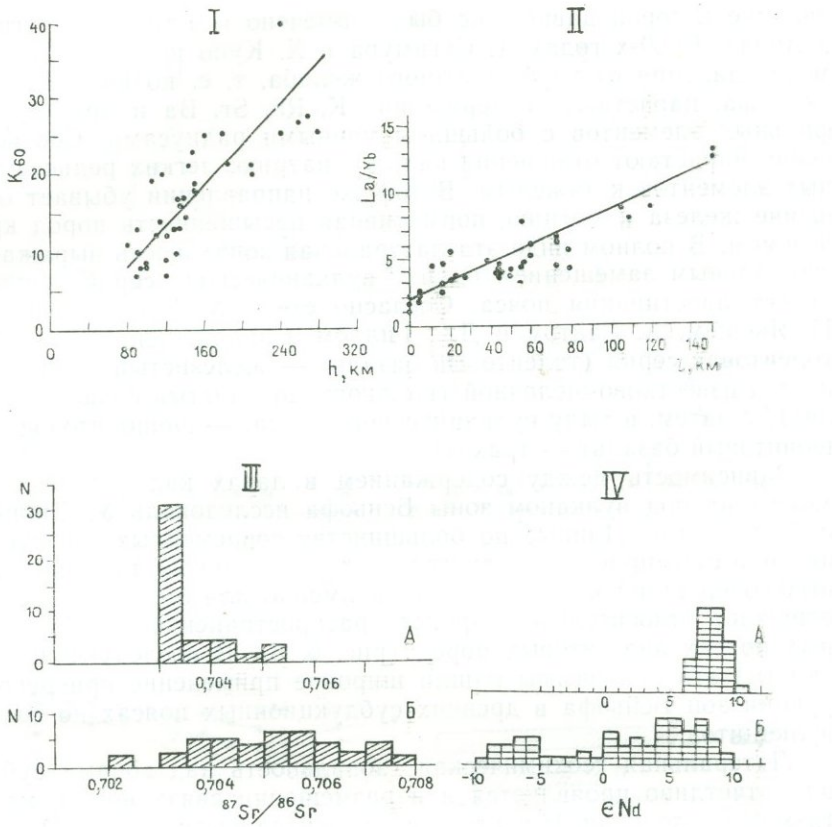


Рис. 6.15. Зависимость состава лав от глубины до зоны Беньофа и от природы корового фундамента под вулканами современных зон субдукции:
I — нарастание содержаний K_2O (при 60% SiO_2) с увеличением глубины *h*, по Т. Хазертону и У. Дикинсону (1969); *II* — нарастание отношения легких редкоземельных элементов к тяжелым с удалением *l* от вулканического фронта, Японская островная дуга, по А. Ю. Антонову и др. (1987); *III* — изотопные отношения стронция в андезитах внутриокеанских островных дуг (*А*) и Андской активной континентальной окраины (*Б*), по С. Малфи и Т. Петерсену (1981); *IV* — значения меры изотопного состава неодима в породах энсиматических (*А*) и энсиалических (*Б*) субдукционных вулканических поясов, по С. Нохда (1984)

держания «легких» литофильных элементов (K, Rb, Sr) в прямой зависимости от мощности континентальной коры, ростом отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (до $705—707 \cdot 10^{-3}$), $^{207}Pb/^{204}Pb$; $^{18}O/^{16}O$ и снижением ϵ_{Nd} до —5 и даже —10 (см. рис. 6.15).

Влияние корового субстрата — одна из причин петрологического различия вулканических поясов, формирующихся над зонами субдукции разного типа. Как показал А. Миясиро, в энсиматических островных дугах представлены породы толеитовой и известково-щелочной серий, с преобладанием толеитовой (до 90% в Марианской дуге и почти 100% в дуге Тонга). В энсиалических ост-

ровных дугах к ним прибавляется шошонитовая серия, преобладает известково-щелочная. При этом в соответствии с латеральной геохимической зональностью островной дуги вулканические серии образуют фациальный ряд. Наконец, на активных континентальных окраинах из латерального ряда выпадает толеитовая серия, среди оставшихся и здесь господствует известково-щелочная. Поскольку в толеитовых сериях преобладают их базальтовые члены, а в известково-щелочных — андезитовые, в Тихоокеанском кольце представлены как преимущественно базальтовые, так и преимущественно андезитовые вулканические пояса.

Состав вулканитов и скорость субдукции. По сравнению с зонами спрединга в зонах субдукции зависимость состава вулканитов от скорости относительного движения плит выражена гораздо менее отчетливо, она завуалирована воздействием других факторов, иногда даже более значимых. Исследуя эту зависимость, Р. Сугисаки пришел к выводу, что с увеличением скорости конвергенции становится все больше базальтов и меньше андезитов, в тех и других снижается содержание щелочей, а также, как показал А. Миясиро, возрастает отношение железа к магнию. К близким выводам пришел А. А. Цветков, который к тому же связал наблюдающиеся различия с эволюцией островных дуг, полагая, что от «юных» дуг к «развитым» и «зрелым» скорости конвергенции снижаются. Отметим, однако, что дуги, принятые при этом в качестве зрелых (Японская, Новозеландская, Зондская и др.), скорее представляют собой изначально энсиалические структуры, заложившиеся на коре континентального типа. Скорости конвергенции в них широко варьируют (от 2,1 до 9,9 см/год; см. табл. 6.1) и определяются в первую очередь параметрами движения крупных литосферных плит, не зависящими от возраста того или иного отрезка субдукционной границы.

Таким образом, соотношения сложны. Различия корового субстрата над зонами субдукции, по-видимому, оказывают на состав вулканитов большее воздействие, чем вариации скоростей. Свидетельством служит сходство продуктов вулканизма энсиалических островных дуг и окраинно-материковых поясов даже при разнообразии скоростей конвергенции. При палеореконструкциях это затрудняет определение скорости субдукции по петрохимическим данным. Как показал С. Кейт (1982), полуколичественная оценка может быть получена также исходя из корреляционной зависимости между этой скоростью и углом наклона зоны Беньофа (см. рис. 6.9), который восстанавливается по составу вулканитов.

Состав вулканитов и эволюция зоны субдукции. Вариации состава вулканитов, обусловленные непостоянством конвергентного взаимодействия в зоне субдукции, накладываются на длительные направленные изменения, происходящие от момента зарождения вулканического пояса ко все более зрелым фазам его развития. Особенности состава современных вулканитов соотно-

сятся, таким образом, с определенной фазой эволюции, которую проходит в настоящее время та или иная зона субдукции.

Общая тенденция состоит в нарастании щелочности вулканитов, в убывании роли базальтов, увеличении количества андезитовых и дацит-риолитовых пород. Это объясняют тем, что на начальной фазе субдукции магмогенез вероятен уже на глубине 50—75 км, а затем, по мере погружения литосферы, геоизотермы смещаются вниз, магмогенерирующий отрезок зоны субдукции мигрирует по ее падению. Соответственно увеличиваются глубинность и щелочность исходных выплавок. Одновременно наращивается мощность коры, что повышает роль внутрикоровых процессов в формировании магм, долю вулканитов среднего и кислого состава.

В зависимости от того, идет ли субдукция под океанскую или под континентальную кору, а также от мощности последней формируются разные эволюционные ряды вулканитов. В энсиматических островных дугах ряд начинают толеитовые базальты, а также бониниты, для которых характерна высокая магнезиальность при низкой титанистости. На примере дуги Фиджи Дж. Гилл показал, что от этих пород зволюция ведет к известково-щелочному и субщелочному шошонитовому магматизму. В Марианской дуге представлены две первые стадии: толеитовая и известково-щелочная. В дугах Тонга — Кермадек и Скотия подобный ряд находится все еще на стадии толеитового вулканизма, хотя уже появилось небольшое количество известково-щелочных пород. В вулканических поясах на континентальной коре, как это отмечают Т. И. Фролова и А. А. Цветков, ранние, толеитовые члены эволюционного ряда редуцированы или полностью отсутствуют, господствуют андезиты и более кислые породы известково-щелочной серии с отчетливыми геохимическими признаками участия сиалической коры в их формировании. Более поздние члены ряда имеют субщелочной, а затем и щелочной состав.

Латеральная миграция вулканизма. Активный вулканизм над современными зонами субдукции обычно лишь продолжает длительное развитие того или иного вулканоплутонического пояса, образовавшегося в мезозое—кайнозое вслед за заложением самой зоны субдукции. Относительное размещение разновозрастных вулканитов в пределах такого пояса, как правило, указывает на смещение магматической оси от глубоководного желоба или в обратном направлении: латеральная миграция — характерная черта развития вулканизма над зонами субдукции. П. Коней и С. Рейнольдс (1977) интерпретировали ее как свидетельство изменения угла наклона зоны Беньофа. Приняв некоторую постоянную глубину магмогенерирующего интервала этой зоны, они следовали тригонометрической зависимости между углом наклона и расстоянием вулкан — желоб (рис. 6.16, *А*).

С. Кейт (1978) предложил учитывать, кроме того, и петрохимические признаки смещения магмогенерирующего отрезка вниз или вверх по наклонной зоне субдукции, поскольку известна зави-

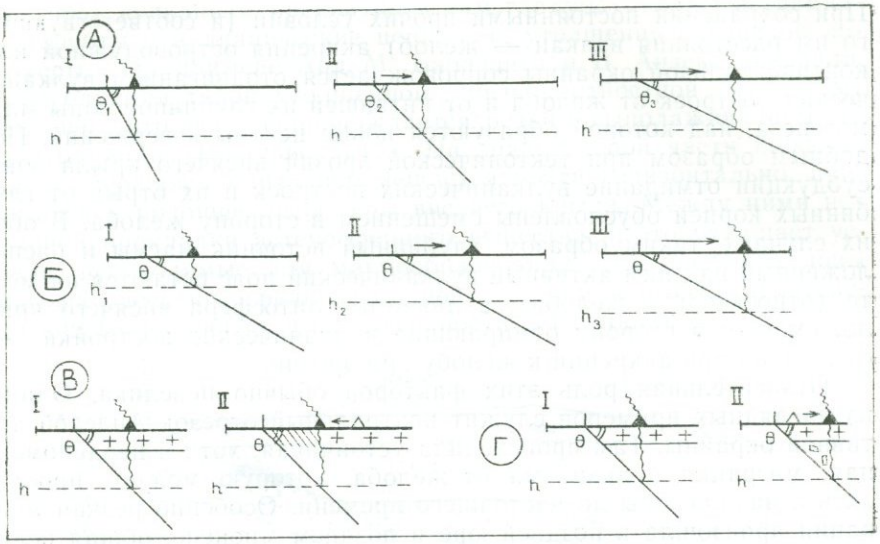


Рис. 6.16. Латеральная миграция вулканоплутонических поясов над зоной субдукции и ее главные причины, по М. Г. Ломизе (1980):
А — вследствие изменения наклона субдуцирующей плиты (θ); *Б* — вследствие изменения глубины *h* магмогенерирующего отрезка зоны субдукции; *В* — в обстановке субдукционной аккреции; *Г* — в обстановке тектонической эрозии. В двух первых случаях *(А, Б)* — миграция относительно желоба; в двух последних *(В, Г)* — относительно корового субстрата. *I—III* — последовательность миграции

симость состава вулканитов от глубины до этой зоны (рис. 6.16, *Б*). Он исследовал условия латеральной миграции вулканизма на южном отрезке Северо-Американской активной окраины, где с середины мела до палеоцена смещение шло от желоба со скоростью 3 см/год, а в олигоцене — раннем миоцене в обратном направлении со скоростью 4 см/год. Оказалось, что вначале (120—80 млн лет) миграция протекала без значимого уменьшения угла наклона зоны субдукции и, судя по изменению состава лав, могла быть полностью обусловлена нарастанием инициальных глубин магмогенеза. В последующее время миграция определялась суммированием этого процесса с изменением наклона субдуцирующей плиты, который сначала становился все более пологим, а затем резко нарастал.

Увеличение глубин магмогенеза особенно характерно для начальных фаз субдукции, поскольку продвижение в мантию холодной литосферы смещает геоизотермы вниз. Соответствующая эволюция состава лав от толеитовых базальтов и бонинитов к известково-щелочным, обычная для низов разреза островных дуг, сопровождается латеральной миграцией вулканической оси от желоба.

М. Г. Ломизе (1980) включил в рассмотрение также и вероятные эффекты субдукционной аккреции и эрозии (рис. 6.16, *В, Г*).

При сохранении постоянными прочих условий (и соответствующего им расстояния вулкан — желоб) аккреция островодужной или континентальной окраины сопровождается отодвиганием вулканических построек от желоба и от питавшей их глубинной зоны магмогенеза, над которой образуются новые центры извержения. Подобным образом при тектонической эрозии висячего крыла зоны субдукции отмирание вулканических построек и их отрыв от глубинных корней обусловлены смещением в сторону желоба. В обоих случаях, таким образом, глубинный источник магмы и расположенный над ним активный вулканический пояс остаются на месте (относительно желоба), а движется литосфера висячего крыла, смещая в сторону отмирающие вулканические постройки — от желоба при аккреции к желобу при эрозии.

Относительная роль этих факторов обычно невелика. Одним из наглядных примеров служит центральный отрезок Андской активной окраины. Там происходила устойчивая, хотя и неравномерная, миграция вулканизма от желоба, которую можно проследить с начала юры до настоящего времени. Особенно резкая миграция произошла в поздней юре и позднем миоцене, общая величина смещения составила 150—200 км, что соответствует средней скорости около 1 мм/год. Учитывая неравномерность процесса, реальные скорости могли временами достигать и гораздо бóльших значений. По изменению содержаний стронция в андезитах (от юрских до современных) была дана оценка все возраставших глубин до зоны Беньофа. Оказалось, что магмогенерирующий участок скользил по ее падению (сверху вниз и с запада на восток) в хорошем соответствии с наблюдаемой латеральной миграцией и в основном определял этот процесс. Подчиненным по своему значению фактором была коррозия края континента, выразившаяся срезанием крайних элементов латерального структурного ряда, что могло обусловить не более чем одну пятую всего смещения вулканического пояса.

Так же невелика относительная роль малых аккреционных призм, таких, как на перуанском отрезке Андской активной окраины. Иной случай представлен эквадорско-колумбийским отрезком той же окраины, где мощная аккреция конца палеогена имела определяющее значение и привела к относительному смещению вулканического пояса далеко на запад.

Таким образом, можно полагать, что наблюдаемая латеральная миграция вулканизма над зонами субдукции выражает суммарный эффект целого ряда тектонических и магматических процессов, относительная роль которых в разных случаях различна.

Авулканическая субдукция и ее причины. Многие отрезки современных зон субдукции лишены вулканизма, несмотря на продолжающееся конвергентное взаимодействие, выраженное сейсмичностью. Почти третья часть общей протяженности субдукционных границ приходится на такие авулканические отрезки, тектоническая приуроченность которых, как оказалось, закономерна. В большинстве случаев (21 из 24, согласно С. Мак-Гири с соавтора-

ми, 1985) вулканизм прекратился там, где субдуцируют асейсмичные хребты и вулканические цепи, т. е. утолщения океанской литосферы. На примере Анд М. Баразанги и Б. Айзекс показали, что субдукция такой утолщенной, низкоплотностной и поэтому плавучей литосферы сопровождается резким выполаживанием зоны субдукции (I на рис. 6.17). На значительной части профиля пододвигающаяся плита перемещается почти горизонтально, прижимаясь к подошве литосферы висячего крыла. Между ними нет обычной прокладки астеносферного вещества, и это ухудшает условия, необходимые для магмообразования: на профилях зоны Беньофа здесь нет среднеглубинного асейсмичного («магмогенерирующего») пробела, а на поверхности нет вулканизма.

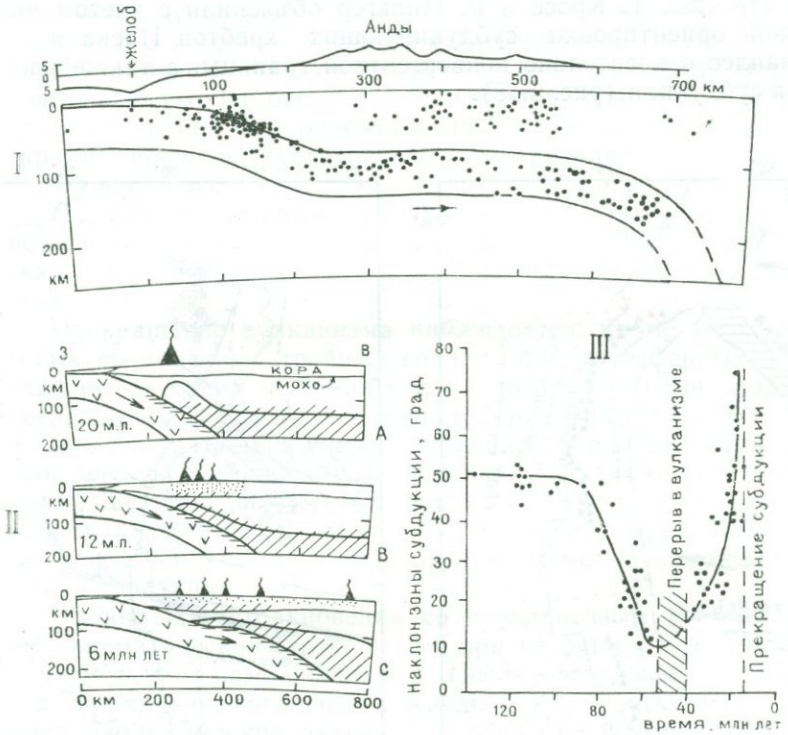


Рис. 6.17. Выполаживание зоны Беньофа и прекращение вулканизма при субдукции утолщенных и относительно низкоплотностных (более «плавучих») участков океанской литосферы:

I — сводный профиль зоны Беньофа под лишенным современного вулканизма сегментом Анд (3—15° ю. ш.), где субдуцировало продолжение хр. Наска (по М. Баразанги и Б. Айзексу, 1979); *II* (*A*, *B*, *C*) — палеореконструкции последовательного расширения и отмирания вулканического пояса на другом лишенном современного вулканизма сегменте Анд (28—33° ю. ш.), где с начала неогена субдуцировало продолжение хр. Хуан-Фернандес и наблюдается аномально пологая зона Беньофа (по С. Кэю и др., 1987); *III* — изменения углов наклона зоны субдукции под вулканическим поясом Северо-Американской активной окраины (30—38° с. ш.), реконструкции С. Кейта (1978). Выполаживание зоны субдукции привело к перерыву вулканизма в эоцене.

Пологая субдукция утолщенной океанской литосферы, повышая сцепление плит, способствует накоплению сжимающих напряжений и формированию структур сжатия, которые локализуются в тылу континентальной окраины. Это складчатость, взбросы и надвиги, в Андах они все еще продолжают развиваться, что видно по размещению сейсмических очагов и решению их фокального механизма. Тектоническую взаимосвязь между местом и временем проявления таких деформаций «ларамийского стиля» (по Ларамийским горам в Кордильерах) и прекращением субдукционного вулканизма рассмотрел У. Дикинсон.

Размеры авулканических отрезков андской окраины (2—15 и 28—33° ю. ш.) и последовательность отмирания вулканизма на этих отрезках Т. Кросс и Р. Пильгер объяснили с учетом диагональной ориентировки субдуцирующих хребтов Наска и Хуан-Фернандес относительно конвергентной границы, а также направления субдукции (рис. 6.18).

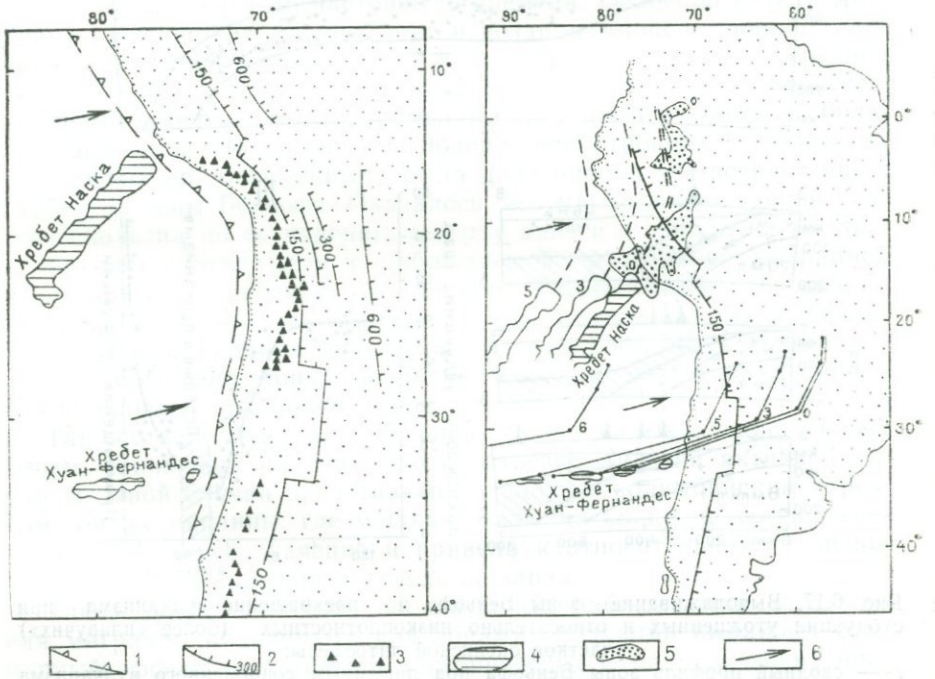


Рис. 6.18. Пробелы в цепи современных вулканов Андской активной окраины, сопряженные с выполаживанием зоны Беньофа (карта слева). На карте справа — реконструкции, объясняющие прекращение вулканизма субдукцией хребтов Наска и Хуан-Фернандес (для 4,2, 9 и 19,5 млн лет, на карте указаны номера соответствующих магнитных аномалий). По Т. Кроссу и Р. Пильгеру (1982).
1 — Чилийско-Перуанский желоб; *2* — глубины зоны Беньофа, км; *3* — современные вулканы; *4* — наиболее высокие участки хребтов Наска и Хуан-Фернандес; *5* — субдуцировавшая часть хр. Наска; *6* — направление субдукции

Для южного из этих двух авулканических отрезков Андской активной окраины С. Кэй восстановил постепенное выполаживание зоны субдукции с миоценового времени, когда началось погружение хр. Хуан-Фернандес. Это выразилось расширением, а затем и распадом вулканического пояса, а также соответствующим изменением состава вулканитов (см. II на рис. 6.17). О другом примере дает представление график С. Кейта, где изображена кривая изменений угла наклона зоны субдукции под одним из отрезков Северо-Американской активной окраины (см. *III* на рис. 6.17). Резкое выполаживание субдукции в эоцене привело там к прекращению вулканизма, который впоследствии начал возобновляться по мере восстановления более крутого наклона зоны субдукции. И в этом случае выполаживание палеозоны Беньофа, перерыв в вулканизме и сопутствующие ему деформации сжатия в тылу активной окраины считают свидетельством субдукции хребта, существовавшего на океанской плите Фаральон. Полагают также, что этот хребет был ориентирован под углом к континентальной окраине, поскольку установлено, что авулканический пробел смещался вдоль нее на юг.

Локальным перерывом в вулканизме отмечена и субдукция подводных хребтов Теуантепек и Кокос (Центральноамериканская зона субдукции), а также Луисвиль (зона Тонга — Кермадек).

Прекращение вулканизма наблюдается, кроме того, на некоторых современных тройных сочленениях литосферных плит типа «хребет — желоб — желоб», где к зоне субдукции подходит и поглощается спрединговый хребет. Это происходило, в частности, по мере надвигания Северо-Американской плиты на Восточно-Тихоокеанскую ось спрединга начиная с конца палеогена (см. рис. 6.22). Завершается отмирание субдукционного вулканизма и в Антарктических Андах, где был поглощен спрединговый хребет Алук. В обоих случаях отмирание вулканизма выражает прекращение субдукции.

Однако при столкновении со спрединговым хребтом возможны кинематические соотношения, при которых и субдукция, и вулканизм позже возобновляются. Последовательные стадии такого взаимодействия, согласно С. Канде и Р. Лесли (1986), наблюдаются вдоль Андской активной окраины начиная от места ее сочленения с Чилийским спрединговым хребтом и далее на юг. На отрезке 47—48° ю. ш., где два разделенных разломами сегмента хребта субдуцировали соответственно 3 и 6 млн лет назад, ось спрединга оказалась сейчас под окраинно-материковым вулканическим поясом и там прекратились как нормальное субдукционное взаимодействие, так и вулканизм. На следующем отрезке (48—55° ю. ш.), где очередной сегмент Чилийского хребта был поглощен еще 10—14 млн лет назад и под вулканическим поясом находится уже западное крыло спредингового хребта, цепь активных вулканов появляется вновь. Полагают, что там возобновилась субдукция, поскольку скорость сближения с хребтом превышает

скорость спредингового отодвигания его западного крыла. При этом скорость конвергенции у желоба (2 см/год), полученная как разность двух этих величин, там гораздо меньше, чем к северу от тройного сочленения (9,7 см/год). Согласно изложенной схеме в будущем, после поглощения очередного отрезка Чилийского хребта, находящегося севернее трансформного разлома Тайтао, авулканический пробел сместится к нему, а на отрезке 47—48° ю. ш. тоже возобновится субдукционный вулканизм.

То обстоятельство, что субдукция может и не сопровождаться вулканизмом, создает дополнительные трудности при палеореконструкциях. Вместе с тем при достаточном количестве данных авулканический эпизод в развитии древней зоны субдукции может, как мы видим, получить актуалистическую интерпретацию.

Субдукция и метаморфизм. Термические и барические эффекты субдукции, так же как и обусловленное ею формирование и перемещение флюидов, магм и гидротерм, определяют вероятные масштабы метаморфических процессов в зонах субдукции и над ними. Однако в отличие от вулканизма эти процессы недоступны прямому наблюдению. Тем не менее именно в современных активных зонах субдукции состав и размещение соответствующих метаморфитов, образовавшихся ранее и уже вскрытых эрозией, получают наиболее надежную геодинамическую интерпретацию. Согласно А. Миясиро, субдукция порождает *парные метаморфические пояса:* зона метаморфизма высоких давлений — низких температур находится вблизи глубоководного желоба, зона метаморфизма низких и умеренных давлений — высоких температур формируется на удалении от желоба под вулканическим поясом. Для первой характерна минеральная ассоциация глаукофана (фация «голубых сланцев»), примечательная тем, что необходимого для нее сочетания P/T условий нет в нормальном вертикальном разрезе литосферы, где соответствующее давление появляется только на глубинах с более высокими температурами (даже при минимальных градиентах). Полагают, что в зонах субдукции нужное сочетание параметров достигается вблизи сместителя за счет опускания геоизотерм при поглощении холодной литосферы, а также благодаря высоким тектоническим напряжениям на конвергентной границе. По предположению А. Миясиро, важную роль в этом процессе играет скорость субдукции, вариации которой контролировали неравномерность проявления глаукофанового метаморфизма во времени. Глаукофановые сланцы вместе с зелеными сланцами и филлитами образуются по базальтоидам и морским осадкам, вовлеченным в субдукцию.

Вторая зона, для которой характерны метаморфизм амфиболитовой фации, образование гнейсов и палингенез, обусловлена подъемом флюидов и магм над субдуцирующей плитой, а вместе с ними и подъемом геоизотерм. Примером служит юрско-меловой парный метаморфический пояс о. Хонсю, состоящий из зоны Рёке высокобарических метаморфитов и зоны Симанто высокотермальных метаморфитов. В некоторых поясах между двумя зонами

прослеживается полоса неметаморфизованных пород. Ширина парного пояса, в том числе расстояние между двумя образующими его зонами метаморфизма, находится в обратной зависимости от угла наклона субдуцирующей литосферы.

Латеральные структурные ряды. По мере пополнения знаний о глубинном строении и режиме зон субдукции становились понятными наблюдаемые на поверхности латеральные структурные ряды, черты их сходства и разнообразия (см. рис. 6.4). В окраинно-материковых зонах субдукции андского типа в латеральном ряду следуют: *краевой вал — глубоководный желоб — береговой хребет* (иногда подводное поднятие или терраса) — *фронтальный бассейн* (в наземных условиях — «продольная долина») — *главный хребет* (чаще всего вулканический) — *тыловой бассейн* (предгорный прогиб). В перекрытых морем окраинно-материковых зонах зондского типа и в островодужных системах (как энсиалических, так и энсиматических) сохраняется та же последовательность структурных элементов. Одако за исключением краевого вала и глубоководного желоба все они заметно отличаются от андских и обозначаются другими названиями. Начиная от глубоководного желоба следуют: *невулканическая (внешняя) островная дуга — преддуговой бассейн (прогиб) — вулканическая (внутренняя) островная дуга — задуговой бассейн* (краевое, окраинное море). Последний может подстилаться как утоненной континентальной корой (Яванское море), так и океанской корой — относительно древней (Берингово море) или новообразованной (бассейн Лау, впадины Японского моря). В отличие от андских тыловых прогибов задуговым бассейнам свойственны обстановки растяжения — от сравнительно слабых до проявлений спрединга. Внешние островные дуги (а в системах андского типа соответствующие им хребты или террасы) бывают образованы аккреционной призмой (Барбадос в системе Малых Антил, внешняя дуга Зондской системы), а там, где нет такой призмы, представляют собой выступ фундамента на краю висячего крыла зоны субдукции. В одних случаях это континентальный цоколь (в береговых хребтах на юге Перу и в Чили), в других — океанская кора (в подводной террасе Марианской дуги).

В тех океанских системах, где над зоной субдукции геодинамические условия благоприятствуют раздвигу и разрастанию литосферы, латеральный структурный ряд наращивается. Раздвиг начинается там в вулканической островной дуге по ослабленной зоне, образовавшейся под действием подымающихся к поверхности высокотемпературных флюидов и магматических расплавов. Происходит расщепление островной дуги посредством спрединга. Отделившаяся тыловая часть дуги перемещается все дальше от глубоководного желоба, отрываясь от своих магматических корней и превращаясь в *остаточную дугу*. Спрединговый бассейн, отделивший ее от остальной, сохраняющей свою активность части вулканической дуги, называют *междуговым бассейном*. Примером может служить Марианский трог между Марианской (активной) и

Западно-Марианской (остаточной) островными дугами, который заложился в плиоцене и продолжает разрастаться. На том же пересечении Филиппинского бассейна западнее следуют отмерший междуговой бассейн Паресе-Вела (раскрывался в олигоцене — миоцене) и остаточная островная дуга Палау — Кюсю (см. *8* и *9* на рис. 6.4), которые свидетельствуют о подобном же, но более раннем эпизоде расщепления островной дуги над Марианской зоной субдукции. Наконец, еще западнее размещается Западно-Филиппинский бассейн — краевое море, отсеченное от океана в эоцене при образовании палео-Марианской дуги (часть которой и сохранилась в виде хр. Палау-Кюсю). Общая ширина этого разросшегося латерального структурного ряда достигает 2,5 тыс. км.

6.1.6. Кинематика субдукции

Разнообразие рельефа, глубинного строения, напряженного состояния и магматизма зон субдукции, их латеральных структурных рядов определяется взаимодействием многих факторов, среди которых, как отмечалось выше, велика роль кинематических параметров субдукции. Несмотря на то что под субдукцией подразумевается прежде всего конвергентное взаимодействие плит, важно учитывать всю совокупность этих параметров. Среди них скорость конвергенции во многих случаях не имеет решающего значения.

Кинематические параметры субдукции. В основе кинематических моделей субдукции лежат векторы скорости «абсолютных» движений: горизонтального скольжения двух взаимодействующих литосферных плит, а также гравитационного опускания одной из них при ее отрицательной плавучести на астеносфере. В последнем случае учитывается и соответствующее откатывание шарнира субдуцирующей плиты (линии ее перегиба у желоба). Исходя из векторов «абсолютных» скоростей, определяют относительные движения плит вдоль сместителя зоны субдукции, а также дополняющие их деформации (складчатость и разрывные смещения: сдвиги, взбросы и надвиги, рифтинг и спрединг) в надвигающейся литосферной плите.

На рис. 6.19 представлена кинематическая модель субдукции Дж. Дьюи (1980), развивающая более ранние построения Р. Хиндмана, К. Чейса, П. Молнара, Т. Атуотер и др. В эту модель заложена механическая обособленность не только пододвигающейся (U) и надвигающейся (O) литосферных плит, но и фронтальной части (F) надвигающейся плиты, что важно для случаев, когда происходят разрыв и горизонтальные смещения литосферы по ослабленной зоне под субдукционным вулканическим поясом или в тылу этого пояса.

Три главных для рассматриваемой модели вектора выражают скорости «абсолютных» движений: направленные горизонтально векторы v_u (скорость скольжения пододвигающейся плиты) и v_o (скорость скольжения надвигающейся плиты), а также направ-

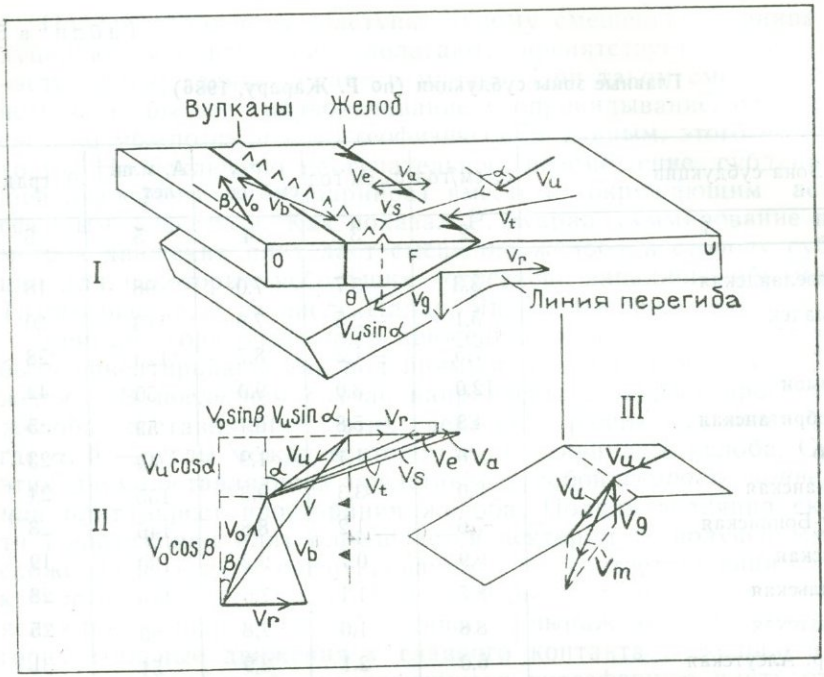


Рис. 6.19. Кинематическая модель субдукции, по Дж. Дьюи (1980): блок-диаграмма *(I)*, взаимодействие векторов в горизонтальной *(II)* и вертикальной *(III)* плоскости. Обозначения: U — пододвигающаяся (субдуцирующая) литосферная плита; O — надвигающаяся литосферная плита; F — фронтальная часть этой плиты. Векторы скорости «абсолютных» движений: V_0 — скольжение надвигающейся плиты; V_u — скольжение пододвигающейся плиты; V_g — гравитационное опускание этой плиты в астеносферу; V_m — «скорость субдукции», точнее, скорость погружения: суммарное движение пододвигающейся плиты ($V_m = V_u + V_g$); V_r — откатывание шарнира (линии перегиба) пододвигающейся плиты в сторону океана. Векторы скорости относительных движений: V — конвергенция литосферных плит; V_b — смещение между надвигающейся плитой и ее фронтальной частью; V_s — смещение между этой фронтальной частью и пододвигающейся плитой; V_t — то же, с учетом скорости субдукционной аккреции висячего крыла (V_a) или его субдукционной эрозии (V_e). Углы: θ — наклон зоны субдукции: α — между азимутом скольжения пододвигающейся плиты и простиранием желоба; β — то же для надвигающейся плиты

ленный вертикально вниз вектор v_g (скорость гравитационного опускания пододвигающейся плиты в астеносферу). Для молодой океанской литосферы, «плавучей» в близповерхностных условиях (до уплотнения за счет фазовых переходов), эта последняя величина равна нулю. Она, вероятно, становится значимой для позднемеловой (или раннекайнозойской?) литосферы и увеличивается с ее возрастом. Следствием такого гравитационного опускания и должно быть упоминавшееся выше *откатывание шарнира* субдуцирующей плиты со скоростью $v_r = v_g \operatorname{ctg} \theta$, где θ — угол наклона плиты близ поверхности (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Главные зоны субдукции (по Р. Жарару, 1986)

Зона субдукции	v, см/год	v_0, см/год	v_u, см/год	А, млн. лет	θ, град
1	2	3	4	5	6
Новозеландская	3,3	—3,7	7,0	98	18
Кермадек	5,1	—2,5	7,6	113	30
Тонга	7,5	—1,2	8,7	120	28
Соломон	12,0	3,0	9,0	50	42
Новобританская	4,3	—5,8	10,1	50	35
Рюкю	3,0	1,1	1,9	49	23
Марианская	6,0	—3,3	9,3	155	24
Идзу-Бонинская	7,6	—1.2	8,8	146	28
Японская	9,9	0,7	9,2	130	19
Курильская	8,7	1,1	7,6	119	28
Камчатская	8,8	1,0	7,8	90	25
Центр. Алеутская	6,0	2,1	3,9	54	31
П-ова Аляска	4,1	—0,5	4,6	46	13
Аляска	6,3	1,2	5,1	46	10
Каскадных гор	3,4	2,2	1,2	8	—
Мексиканская	7,2	1,6	5,6	14	18
Центральноамериканская	6,5	—0,8	7,3	23	38
Андская, Колумбия	6,8	2,5	4,3	15	26
» Перу	8,2	1,5	6,7	45	13
» Центр. Чили	9,8	2,0	7,8	48	14
» Южн. Чили	9,7	1,7	8,0	26	16
Малых Антил	3,7	1,8	1,9	68	22
Южных Антил (Скотия)	0,9	—0,4	1,3	49	38
Макран	3,7	—0,3	4,0	97	12
Зондская, Андаман	2,1	—0,5	2,6	72	22
» Суматра	6,2	0,0	6,2	55	19
» Ява	8,2	0,7	7,5	138	21

Характеристики зон субдукции и их сегментов: v — скорость конвергенции литосферных плит вкрест простирания желоба («скорость субдукции»); v_0 — направленная вкрест простирания желоба составляющая «абсолютной» скорости верхней литосферной плиты; v_u — то же, для нижней литосферной плиты; А — возраст субдуцирующей океанской литосферы у желоба; θ — средний наклон верхней части зоны Беньофа для глубин 0—100 км

Противоположному, наступательному смещению шарнира субдуцирующей плиты, как полагают, препятствует погруженная часть плиты, «заякоренная» в мантии. При таком смещении происходило бы ее подворачивание и опрокидывание, однако, насколько можно судить по геофизическим данным, этого не происходит. Не исключено наступательное перемещение субдуцирующей литосферы (и ее шарнира) вместе с окружающим астеносферным веществом. Как показал Р. Жарар, суммирование параметров движения плит дает смещение желоба в сторону субдукции для некоторых небольших отрезков западного обрамления Тихого океана, в их числе Палау, Яп, Новозеландский.

Векторы горизонтального движения литосферных плит могут быть ориентированы как под прямым, так и под острым углом к желобу. В последнем случае направленные вкрест простирания желоба составляющие этих векторов равны: $v_u \sin\alpha$, $v_0 \sin\beta$, где α, β — углы между вектором и простиранием желоба. Сумма этих двух составляющих представляет собой *скорость конвергенции* плит вкрест простирания желоба. Полная величина скорости конвергенции плит определяется вектором v, полученным от сложения v_u с v_0 и ориентированным под соответствующим углом к простиранию желоба. Прочие векторы смещения (v_s, v_t, v_b) поясняются в подрисуночной подписи и выражают относительные горизонтальные движения у главного контакта в желобе и на границе, отделяющей надвигающуюся литосферную плиту от ее фронтальной части. При косоориентированной субдукции вдоль этой границы развиваются продольные сдвиги, как это происходит, в частности, вдоль Зондской дуги.

При высоких скоростях движения верхней плиты, а также там, где субдуцирует относительно легкая или утолщенная океанская литосфера, верхняя плита наступает за линию шарнира нижней плиты и перекрывает ее ($v_0 \sin\beta > v_r$). Образуется очень пологая приповерхностная часть зоны Беньофа, характерно выраженная под центральным отрезком Анд. В обеих литосферных плитах появляются напряжения и структуры сжатия.

Напротив, там, где субдуцирует древняя и тяжелая литосфера, возможны условия, при которых висячее крыло отстает в своем движении от откатывания шарнира ($v_0 \sin\beta < v_r$). Соответствующее зияние реализуется по ослабленным зонам над поверхностью субдукции, где раскрываются задуговые или внутридуговые бассейны. Это определяется вектором относительного смещения фронтальной части надвигающейся литосферной плиты (v_b).

Рассмотренная кинематическая модель предусматривает, наряду с понятием *скорость конвергенции* (v), также и понятие *скорость субдукции* (v_m) как результат суммирования в вертикальной плоскости двух векторов, упоминавшихся выше: v_u (скорость скольжения пододвигающейся плиты на наклонном отрезке траектории, т. е. за линией шарнира) и v_g (скорость гравитационного опускания этой плиты в астеносферу). Следовательно, вектор скорости субдукции ориентирован под бóльшим углом к

горизонту, чем наклон погружающейся плиты. Такая скорость субдукции ($v_m = v_u + v_g$) определяет направление и скорость погружения нижней литосферной плиты в мантию (т. е. ее *«абсолютное» движение)* и вычисляется без учета движений верхней литосферной плиты.

Между тем в работах по геотектонике под скоростью субдукции обычно понимают один из параметров *относительного движения* литосферных плит, а именно скорость их конвергенции вкрест простирания желоба (см. табл. 6.1). Величину v_m в отличие от скорости субдукции лучше называть *скоростью погружения.*

Правило ортогональности субдукции. Давно замечено, что конвергенция литосферных плит при субдукции происходит в направлении, секущем простирание желоба под большим углом. К. Скотиз и Д. Роули уточнили это статистически. Оказалось, что угол относительно желоба в 80% случаев превышает 60° (рис. 6.20). Если определять направление конвергенции не по координатам полюса вращения, а непосредственно по решениям фокального механизма сейсмических очагов в верхах зоны Беньофа, то угол, превышающий 60°, наблюдается более чем в 90% случаев. Таким образом, эмпирически установлена приблизительная *ортогональность субдукции* относительно конвергентной границы. Расчетами показано, что фрикционное сопротивление субдукции минимально при относительном угле 90° и нарастает по мере уменьшения угла до 45°. В этом усматривают динамическое обоснование ортогональности субдукции. Как полагают, при постепенном повороте висячего крыла зоны субдукции (а значит, и конвергентной границы плит) должно соответственно изменяться и направление субдукции, что документируется формированием океанской литосферы с веерообразным рисунком линейных магнитных аномалий (например, на отрезке Восточно-Тихоокеанского хребта между разломами Ривера и Клиппертон, где шло приспособление к ориентировке Центральноамериканского желоба).

Следствием может быть даже распад единой субдуцирующей плиты на части, движущиеся в различных направлениях. С таких позиций объясняют, в частности, дробление плиты Фаральон в позднем кайнозое. В течение палеогена ее субдукция происходила под все более острыми углами к Кордильерской и Андской континентальным окраинам, что привело в неогене к обособлению плит Хуан-де-Фука, Кокос, Наска (и ряда более мелких плит), каждая из которых субдуцирует под свой участок континентальной окраины почти ортогонально.

Первичность ориентировки глубоководных желобов и приспособление к ним (вторичность) ориентировки вектора субдукции наиболее очевидны для активных континентальных окраин. Для островодужных систем, особенно океанских, во многих случаях более вероятны обратные соотношения. Если внешнее воздействие резко меняет направление, в котором перемещается субдуцирующая плита, то происходит отмирание прежней зоны субдукции и

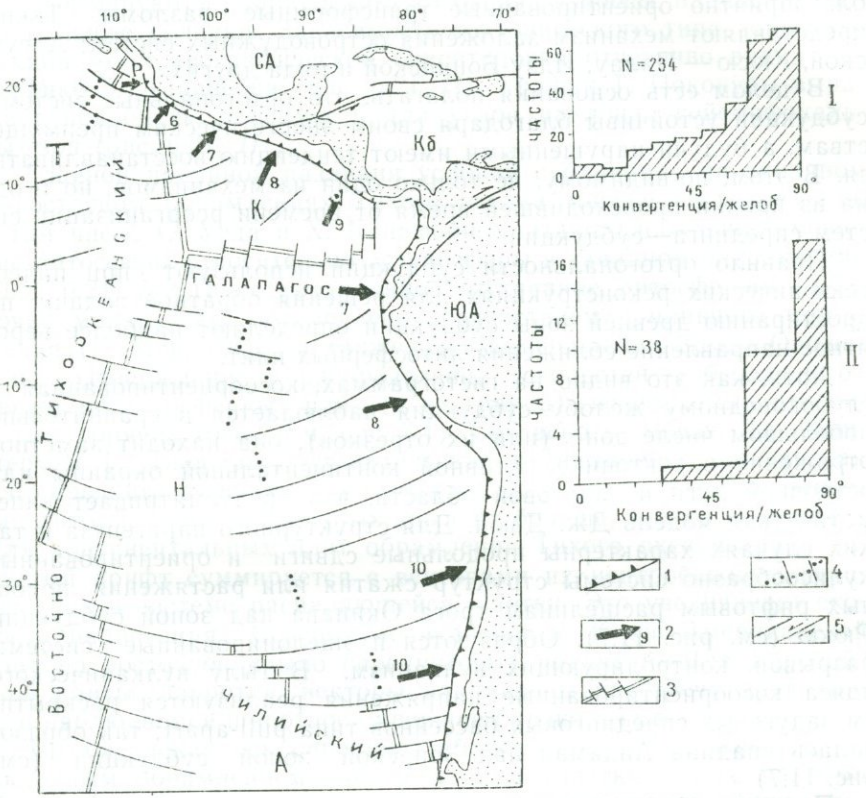


Рис. 6.20. Правило ортогональности субдукции к простиранию глубоководного желоба. Слева — система активных зон спрединга и трансформных разломов на востоке Тихого океана, обеспечивающая приблизительную ортогональность субдукции: она формировалась и перестраивалась в соответствии со сложной, менявшейся конфигурацией и ориентировкой активных континентальных окраин Америки. Справа — гистограммы, по К. Скотизу и Д. Роули (1985), позволяющие судить об углах между направлением конвергенции литосферных плит и простиранием глубоководного желоба в большинстве современных зон субдукции. Для гистограммы *I* направления конвергенции определены по координатам полюсов вращения, для гистограммы *II* — непосредственно по решениям фокального механизма сейсмических очагов верхней части зон Беньофа.

1 — глубоководные желоба (зоны субдукции); *2* — направление и скорость (см/год) конвергенции литосферных плит в зонах субдукции, представленные вектором движения океанской плиты относительно континентальной окраины; *3* — активные зоны спрединга; *4* — отмершие зоны спрединга; *5* — трансформные разломы и сдвиги. Литосферные плиты: Т — Тихоокеанская; Р — Ривера; К — Кокос; Н — Наска; А — Антарктическая; СА — Северо-Американская; Кб — Карибская; ЮА — Южно-Американская

заложение новой, с использованием какой-нибудь ослабленной зоны в океанской литосфере, вытянутой поперек движения плиты. При зарождении океанских зон субдукции, вероятно, используются благоприятно ориентированные трансформные разломы. Таким представляют механизм заложения островодужных систем: Алеутской, Кюсю — Палау, Идзу-Бонинской и ряда других.

В целом есть основания полагать, что ортогональные системы субдукции устойчивы благодаря своим энергетическим преимуществам, а будучи нарушенными имеют тенденцию восстанавливаться. В этом, по-видимому, не только один из механизмов, но и одна из причин происходившей время от времени реорганизации систем спрединга—субдукции.

Правило ортогональности субдукции используют при палеотектонических реконструкциях для решения обратной задачи: по простиранию древней зоны субдукции определяют наиболее вероятное направление сближения литосферных плит.

Хотя, как это видно на гистограммах, косоориентированная к глубоководному желобу субдукция наблюдается в сравнительно небольшом числе зон (или их отрезков), она находит заметное отражение в тектонике активной континентальной окраины или островной дуги и задуговой области, что предусматривает кинематическая модель Дж. Дьюи. Для структурного парагенеза в таких случаях характерны продольные сдвиги и ориентированные кулисообразно системы структур сжатия или растяжения, подобных рифтовым расщелинам трога Окинава над зоной субдукции Рюкю (см. рис. 11.7). Образуются и эшелонированные системы разрывов, контролирующих вулканизм. В тылу вулканического пояса косоориентированные напряжения реализуются раскрытием задуговых спрединговых бассейнов типа pull-apart; так образовалась впадина Андаман над Зондской зоной субдукции (см. рис. 11.7).

При дугообразной конфигурации зоны субдукции может оказаться, что вектор косоориентированной конвергенции на одном из флангов дуги все больше приближается к касательному (относительно желоба) направлению, как это происходит вдоль Алеутского желоба с востока на запад, по мере приближения к Командорским островам (см. рис. 11.9). Субдукция перерождается в трансформное смещение, что отражается, в частности, на сейсмичности, деформациях, вулканизме.

Влияние глобальной ориентировки на кинематику зон субдукции. Как мы уже отмечали, большинство современных зон субдукции развивается на обрамлении Тихого океана. Асимметрия этого обрамления, давно привлекавшая внимание, трактуется сегодня как результат различия условий субдукции. На западе, где круто погружается в мантию наиболее древняя океанская литосфера, имеющая большую мощность и высокую среднюю плотность, субдукция сопровождается образованием системы островных дуг, междуговых и задуговых бассейнов. На востоке сравнительно молодая и низкоплотностная океанская литосфера («плавучая»

относительно подстилающего астеносферного вещества) полого пододвигается непосредственно под континентальную окраину, где в тылу вулканического пояса вместо растяжения происходит сжатие, формируются направленные от океана взбросы, надвиги и изоклинальные складки. Зависимость тектонического типа зоны субдукции от ее географической ориентировки отчетливо видна на графике У. Дикинсона (рис. 6.21, *II*). График Т. Йококуры выражает подобную зависимость для углов наклона сейсмофокальных зон (рис. 6.21, *III*).

Главной причиной различия условий субдукции на западном и восточном обрамлениях Тихого океана многие исследователи, в том числе С. Уеда и Х. Канамори, считают глобальное смещение литосферы относительно астеносферы в западном направлении (рис. 6.21, *I*). Такое ротационное отставание литосферной оболочки может быть обусловлено воздействием приливного торможения (Г. Мур, 1973), а также режимом вращения Земли. Оно нашло подтверждение в распределении скоростей «абсолютного» движения литосферных плит (и их границ), исчисляемых относительно горячих точек (см. рис. 3.1). Согласно К. Чейзу, Дж. Минстеру и Т. Джордану, Атлантическая и Восточно-Тихоокеанская оси спрединга смещаются на запад, а скорость широтного движения литосферы на их западных крыльях больше, чем на восточных. Для континентальных плит обрамления Тихого океана такой западный дрифт суммируется с векторами их центробежного перемещения в системе распадающейся Пангеи. Это увеличивает скорость надвигания Северо-Американской и Южно-Американской плит на восточное крыло спрединговых поднятий. Для Евразийской плиты, напротив, векторы направлены навстречу друг другу и наблюдаемое широтное смещение близко к нулю.

Тихоокеанская ось спрединга сближается, таким образом, с восточным обрамлением океана, где на участке южнее разлома Мендосино она уже скрылась под краем континента. Лишь другое, западное обрамление удалено настолько, что к нему подходит зрелая и плотная океанская литосфера. Ее субдукция сопровождается гравитационным опусканием в астеносферу и, как следствие, откатом глубоководного желоба навстречу океанской плите, чему способствует ротационное смещение астеносферного вещества относительно литосферы (см. рис. 6.21, *I*). При стабильном положении континентальной окраины это создает условия для раскрытия междуговых и задуговых бассейнов, формирующихся путем растяжения и спрединга над зоной субдукции, где, как полагают, образуются восходящие токи мантийного вещества.

О предполагаемой кинематике дугообразного изгиба зон субдукции. Тектонические условия, определяющие образование островных дуг и радиус их кривизны, стали предметом обсуждения задолго до того, как сложились представления о субдукции, однако и сегодня в этом вопросе остается много неясного. Идея Ф. Лейка о том, что форма островной дуги может быть получена пересечением земной сферы наклонной поверхностью скола (и

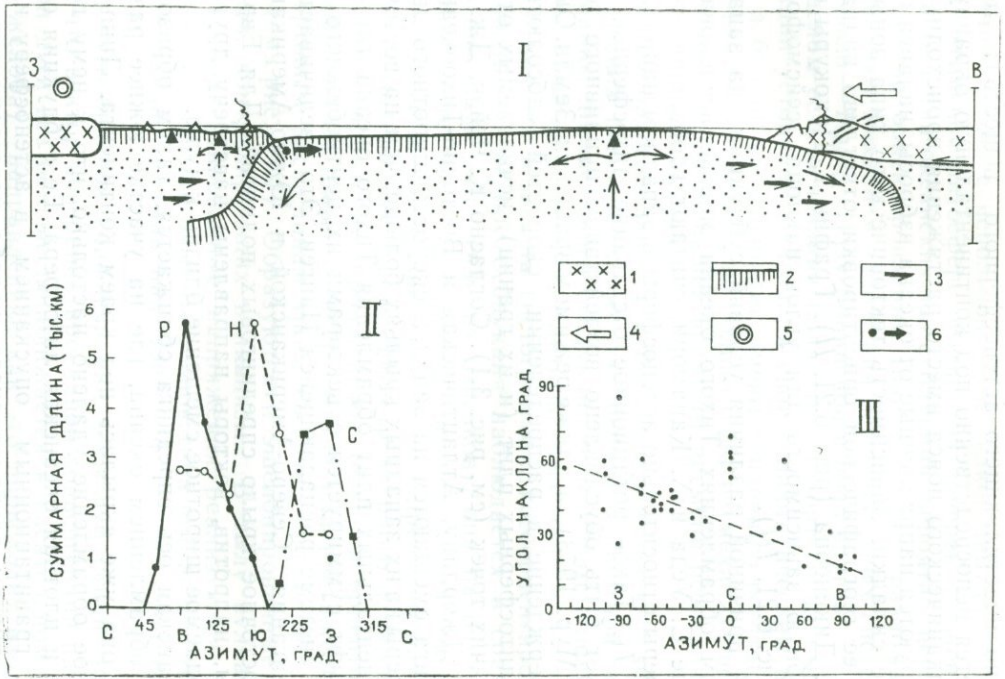


Рис. 6.21. Зависимость тектонических условий субдукции от глобальной ориентировки.

I — асимметрия в развитии процессов субдукции на обрамлении Тихого океана, по У. Дикинсону (1979), с изменениями; *II* — ориентировка современных зон субдукции с различной «задуговой» тектоникой: Р — со структурами растяжения, спрединга; С — со структурами сжатия (взбросами, надвигами); Н — «нейтральные». Азимуты определены навстречу субдуцирующей плите, вкрест простирания зон субдукции. По У. Дикинсону (1978); *III* — зависимость угла наклона сейсмофокальных зон от направления субдукции, по Т. Йококуре (1981).

1 — континентальная литосфера; *2* — океанская литосфера, толщина и средняя плотность нарастают с возрастом; *3* — смещение относительно литосферы, обусловленное воздействием сил приливного торможения и ротационных напряжений; *4* — «абсолютные» движения континентальных плит американского обрамления; *5* — то же для азиатского обрамления, широтная составляющая близка нулю; *6* — откатывание шарнира субдуцирующей плиты вследствие гравитационного опускания «зрелой» океанской литосферы

зависит от угла ее наклона), вошла в противоречие с сейсмологическими и другими геофизическими данными последующих десятилетий. То же можно сказать о другой «геометрической» гипотезе, предложенной Ф. Франком, который рассмотрел кривизну линии перегиба тонкой сферы из нерастяжимого материала при продавливании и опускании ее участка, имитирующего погружающуюся литосферную плиту: радиус кривизны должен находиться в прямой зависимости от угла наклона, пропорционально синусу половины этого угла.

Еще в начале века У. Хоббс высказал предположение, что в ходе развития каждой дуги кривизна ее возрастает. Для некоторых островных дуг это подтвердилось. В частности, для Японской дуги установлен соответствующий поворот палеомагнитных векторов за послемеловое время: она изгибалась по мере спрединга, раскрывавшего впадины задугового бассейна: Японскую, Цусима, Ямато (см. рис. 11.8). Согласно известной модели Д. Карига, такой изгиб — следствие подъема мантийного диапира в тылу островной дуги над зоной субдукции.

На западе Тихого океана возможность подобного раскрытия задуговых бассейнов связывают, как отмечалось выше, с откатыванием шарнира субдуцирующей плиты. Формирующаяся «дуга» могла бы быть прямолинейной в случае равенства скоростей на всем ее протяжении. И наоборот, при неравенстве скоростей откатывания глубоководного желоба в океан одни его участки будут опережать другие, появятся изгибы. П. Фогт с соавторами показали, что сочленение островных дуг нередко находится там, где к линии глубоководных желобов подходит океанское поднятие, представляющее собой утолщение субдуцирующей плиты. Сравнительно мощная и легкая (плавучая) кора, по-видимому, сопротивляется субдукции и сдерживает встречное продвижение островодужной системы. Оно нарастает между узловыми участками, образуются дуги, обращенные выпуклостью навстречу субдуцирующей плите. Так, подходя к зоне субдукции, хр. Императорских гор разделяет Алеутскую и Курило-Камчатскую дуги, поднятие Огасавара — Идзу-Бонинскую и Марианскую, Каролинский хребет — Марианскую и Японскую, поднятие Торрес — дугу Соломоновых островов и Новогебридскую.

На восточном обрамлении Тихого океана, где субдукция направляется непосредственно под край континента, вместо дугообразных форм наблюдается сложная и ломаная линия с множеством почти прямолинейных отрезков: она повторяет контуры континентальных глыб.

Эдукция как возможный кинематический эффект на конвергентной границе. Судя по структурному рисунку линейных магнитных аномалий океанов, в течение позднего мезозоя и кайнозоя неоднократно происходило сближение некоторых осей спрединга («срединно-океанских хребтов») с зонами субдукции и их перекрытие в этих зонах. В Антарктических Андах поглощение спредингового хребта Алук завершилось только в плиоцене, на юге

Андской окраины субдукция Чилийского хребта продолжается по настоящее время (см. 6.1.5 и рис. 6.29). В надвинутой на ось спрединга литосфере проявляются тепловые, магматические и деформационные последствия подъема и дивергенции астеносферного вещества на глубине. С этих позиций давно уже трактуются тектоника и магматизм области Бассейнов и Хребтов, плато Колорадо, которые с начала неогена постепенно перекрывали Восточно-Тихоокеанскую ось спрединга южнее разлома Мендосино (рис. 6.22).

В случае, если субдуцирующий хребет вытянут вдоль континентальной окраины и если свойственная ему скорость спрединга[1] превышает скорость пододвигания хребта под континент, то продолжающаяся дивергенция может вынести оттуда обратно к по-

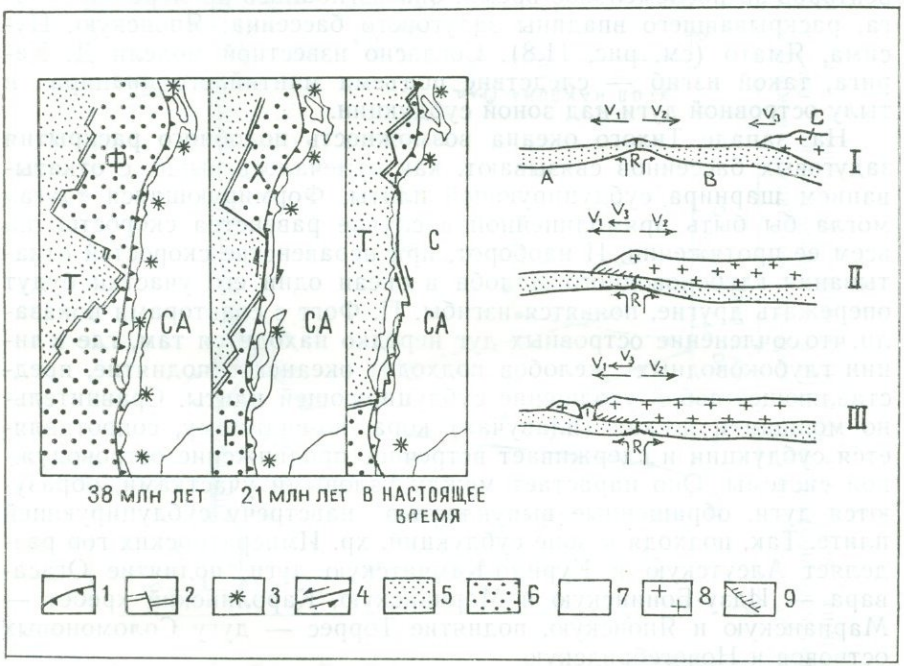


Рис. 6.22. Субдукция Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга под Северо-Американскую континентальную окраину (по П. Мак-Крори, 1989) и соответствующая этой обстановке геодинамическая модель эдукции (по Дж. Диксону и Э. Феррару, 1980):

1 — зоны субдукции; *2* — оси спрединга; *3* — субдукционный вулканизм; *4* — сдвиги (С—Сан-Андреас); *5* — Тихоокеанская плита (Т); *6* — океанские плиты Фаральон (Ф), Хуан-де-Фука (Х), Ривера (Р); *7* — Северо-Американская плита (СА); *8* — то же на модели; *9* — зона эдукции; *A, B, C* — обозначения трех литосферных плит на модели; *R* — ось спрединга; V_1, V_2 — векторы скоростей спрединга; V_3 — вектор движения континентальной плиты относительно оси спрединга. Эдукция происходит при $V_1 > V_3$

[1] Скорость спрединга исчисляется в одну сторону от оси хребта.

верхности тектониты и метаморфиты, образовавшиеся ранее в зоне субдукции (см. рис. 6.22, справа). Такой процесс рассмотрели на примере Калифорнии Дж. Диксон и Э. Феррар (1978), предложившие понятие и термин *эдукция* (англ. eduction — извлечение). Эти авторы выделили и соответствующий тип границы литосферных плит (имеющий подчиненное значение) как выражение временного и локального кинематического эффекта на конвергентной границе. Там, где скорость спрединга меньше скорости пододвигания хребта, эдукция не происходит, примером чему служит современное взаимодействие Чилийского хребта с Андской окраиной.

Дж. Диксон и Э. Феррар полагают, что механизм эдукции наилучшим образом объясняет происхождение своеобразного и широко известного францисканского комплекса Калифорнии. Это в основном меланж из глубоководных осадочных пород (в том числе турбидитов) и офиолитов. Характерен метаморфизм в фации «голубых сланцев», т. е. с новообразованием глаукофановой минеральной ассоциации высоких давлений — низких температур. Эта ассоциация свойственна внешней части парных метаморфических поясов зон субдукции (см. 6.1.5). Предполагается, что эдукция меланжа и метаморфитов началась еще в раннем миоцене и по мере надвигания континентальной окраины на Восточно-Тихоокеанский хребет фронт ее расширялся, судя по распространению францисканского комплекса. В дальнейшем правосторонний сдвиг по почти продольному разлому Сан-Андреас сокращал протяженность эдукционной границы Тихоокеанской и Северо-Американской плит, и в настоящее время сохранился только небольшой отрезок от Кейп-Мендосино до Пойнт-Арена длиной около 150 км.

Полагают, что и в некоторых других субдукционных системах, особено молодых, не наземная эрозия, а эдукция вывела на поверхность «голубые сланцы» парных метаморфических поясов. Появление таких сланцев в Японской и Алеутской (о. Кодьяк) островных дугах, на активных окраинах юга Чили и Антарктического полуострова увязывают с палинспастическими реконструкциями, которые свидетельствуют о поглощении спрединговых хребтов в этих зонах субдукции.

Выдвигание из-под висячего крыла зоны субдукции возможно и без участия спрединового хребта в случае резкой перестройки относительного движения литосферных плит, если ортогональная конвергенция сменяется их косоориентированным или даже продольным относительным движением. При угловатой или извилистой конфигурации субдукционной границы такое продольное скольжение будет сопровождаться эдукцией небольших участков океанской плиты из-под висячего крыла зоны субдукции. Такой механизм эдукции рассмотрели К. Накамура с соавторами (1984) применительно к трогу Сагами на северной границе Филиппинской плиты, где, согласно этим авторам, 1 млн лет назад меридиональная субдукция сменилась широтным правосторонним смещением.

6.1.7. Тектонические режимы субдукции

По мере изучения современных зон субдукции становилось все очевиднее их многообразие и, в частности, различие тектонического эффекта взаимодействия литосферных плит в разных зонах субдукции, а нередко и на соседних сегментах одной и той же зоны. В зависимости от этого тектонического эффекта можно различать *режим субдукционной аккреции, режим субдукционной эрозии,* а также *нейтральный режим,* имеющий подчиненное значение. Режим определяется сочетанием ряда факторов: кинематических, динамических, геологических и даже физико-географических, влияющих на седиментацию в желобе. Их суммарное воздействие соответствует неустойчивому равновесию, что способствует смене режимов субдукции во времени.

Режим субдукционной аккреции. Представления о субдукции вначале предполагали, что край надвигающейся литосферной плиты всегда служит жестким упором, который задерживает и снимает нелитифицированные осадки с пододвигающейся океанской литосферы. Слои сминаются в складки, смещаются пологими разрывами, наклоненными в направлении субдукции. Образуется и все увеличивается в размерах *аккреционная призма,* имеющая сложную изоклинально-чешуйчатую внутреннюю структуру и наращивающая континентальную, окраину или островную дугу. Исследования последующих десятилетий подтвердили существование таких аккреционных призм, но вместе с тем показали, что, как правило, на поверхности задерживается только часть осадочного материала, остальная часть субдуцирует. Во многих случаях все неконсолидированные осадки вовлекаются в субдукцию и аккреция не происходит.

Вероятные механизмы формирования аккреционных призм рассмотрены многими исследователями и учитывают, с одной стороны, возможность «бульдозерного» воздействия надвигающейся плиты, с другой — геофизические данные о пододвигании осадков под аккреционную призму, где они могут отслаиваться от субдуцирующей плиты и наращивать эту призму снизу. В расчетах учитываются также вероятные реологические параметры аккреционного комплекса при высоком содержании воды. Широко используются модели, которые предложили в начале 70-х годов Д. Кариг и Д. Сили. Предполагается, что происходит последовательное пододвигание все новых клиньев осадочного материала, которые подпирают и приподымают более древнюю часть призмы. Поэтому вверх по склону желоба и далее наклон слоев и надвиговых поверхностей становится круче, появляются все более древние элементы аккреционной призмы (рис. 6.23). Так, по данным глубоководного бурения на пересечениях аккреционных комплексов у берегов Мексики и Перу возраст слагающих их отложений увеличивается от четвертичного до среднемиоценового. Поднятие аккреционной призмы по мере разрастания превращает ее в подводный уступ или невулканическую островную дугу, отделяющие

преддуговой прогиб от глубоководного желоба. Изоклинально-чешуйчатая структура аккреционного комплекса нередко осложняется меланжированием. Встречаются глиняные диапиры и грязевые вулканы, что связывают с отделением от осадков воды под нагрузкой, быстро растущей в ходе аккреции.

В верхней, удаленной от края части аккреционной призмы, где наклон надвигов становится все круче, иногда появляются направленные в ту же сторону, но более пологие надвиги второго поколения, секущие их под острым углом. Кроме того, поздние деформации, но с обратной вергентностью бывают приурочены к тылу аккреционной призмы, где на границе с преддуговым прогибом развиваются взбросы, надвиги и складчатость с перемещением масс от желоба. При этом отложения преддугового прогиба, вовлекаясь в интенсивные деформации, как бы наращивают аккреционную призмы с ее тыльной стороны. Такие соотношения описаны на стыке призмы Барбадос с прогибом Тобаго.

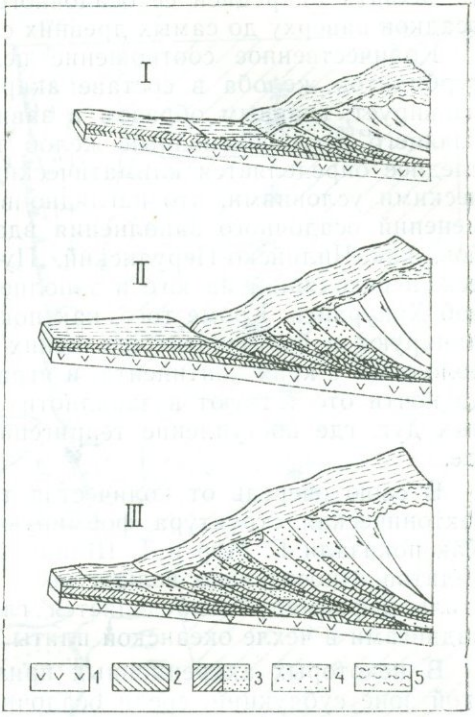


Рис. 6.23. Субдукционная аккреция на активной континентальной окраине Орегона в плиоцене — квартере: последовательное пододвигание все новых клиньев осадочного материала наращивает и приподымает аккреционную призму (*I—III*). По Л. Кульму и Г. Фоулеру (1974), упрощено:
1 — базальтовая кора; *2* — пелагические илы; *3* — разновидности тонких (дистальных) турбидитов; *4* — песчаные (проксимальные) турбидиты; *5* — отложения континентального склона

Субдукционная аккреция происходит как за счет чехла океанской коры (главным образом пелагических и гемипелагических осадков), так и за счет отложений глубоководного желоба (главным образом турбидитов). При чешуйчатом строении призм те и другие отложения могут чередоваться. Поскольку турбидиты деформируются и вовлекаются в аккрецию вскоре после своего накопления, по ним наиболее надежно определяется и время образования аккреционной призмы или отдельных ее частей. В той же призме пелагические отложения могут быть намного древнее, соответственно возрасту субдуцирующей океанской коры и полно-

те захвата аккрецией ее осадочного чехла — от современных осадков наверху до самых древних слоев в основании.

Количественное соотношение пелагических осадков чехла и турбидитов желоба в составе аккреционных комплексов широко варьирует, главным образом в зависимости от количества поступающего в глубоководный желоб терригенного материала. Последнее определяется климатическими и иными физико-географическими условиями, что наглядно видно при прослеживании изменений осадочного заполнения вдоль таких современных желобов, как Чилийско-Перуанский, Пуэрто-Рико или желоб Кермадек, переходящий на юге в заполненный мощными осадками желоб Хикуранги. Кроме того, как показал Д. Шолл, турбидиты доминируют в восточнотихоокеанских желобах, поскольку они расположены у края континента, и играют подчиненную роль, а иногда почти отсутствуют в западнотихоокеанских желобах у островных дуг, где поступление терригенного материала намного меньше.

В свою очередь от количества турбидитов в желобе зависит тектоническая структура формирующейся аккреционной призмы. Как показали Г. Мур и Т. Шипли, при деформации мощных турбидитов относительно велика роль складок, а там, где их мало, стиль деформаций определяется главным образом чешуйчатыми надвигами в чехле океанской плиты.

В некоторых аккреционных призмах, как, например, в Зондской зоне субдукции, среди осадочного материала зажаты тектонические линзы офиолитов, представляющие собой фрагменты субдуцирующей океанской литосферы, в том числе габбро и перидотиты. Механизм их тектонического обособления и включения в аккреционную призму, вероятно, связан с эпизодами резкого увеличения сил сцепления на конвергентной границе, что порождало сколы и разлинзование в пододвигающейся литосфере. В виде включений встречаются также массивы вулканических пород с рифогенными известняками, они интерпретируются как гийоты, срезанные при субдукции с океанского фундамента.

Уникальны по наглядности соотношения, установленные в Тихом океане по разные стороны трансформного разлома Мендосино, где у берегов США было проведено картирование дна с помощью сонаров бокового обзора (рис. 6.24). К югу от разлома, где еще в начале миоцена произошло надвигание континента на зону спрединга и субдукция прекратилась, наблюдаются подводные каньоны и русла, ведущие к обширным и мощным аккумулятивным конусам и веерам. К северу от разлома продолжается субдукция литосферы, которая движется от спрединговых хребтов Горда и Хуан-де-Фука. При этом весь терригенный материал увлекается встречным движением океанского дна и причленяется к аккреционной призме, сминаясь в складки.

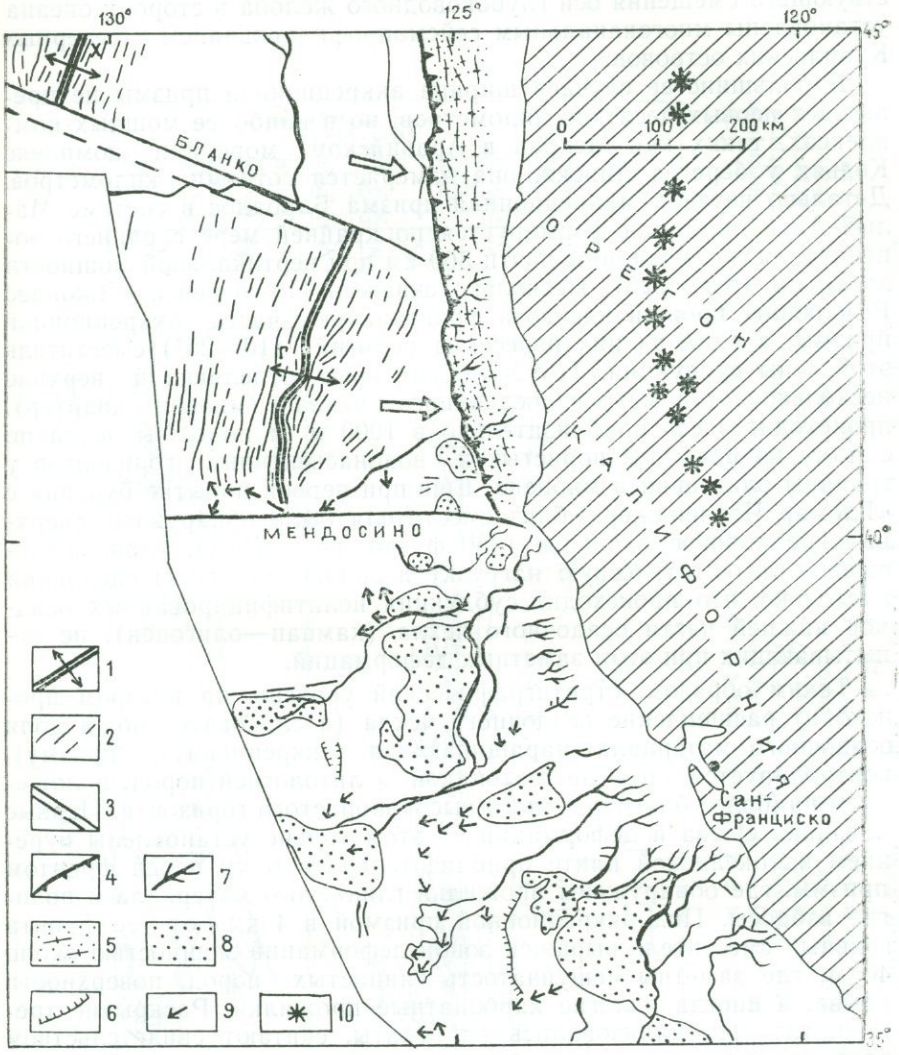


Рис. 6.24. Различие подводного рельефа и распределения осадков у тихоокеанской окраины Северной Америки к северу от разлома Мендосино (где субдуцирует плита Хуан-де-Фука) и к югу от него (при «пассивном» сочленении с Тихоокеанской плитой), по Д. Каччионе и др. (1986):
1 — оси спрединга хребтов Хуан-де-Фука (Х) и Горда (Г); *2* — простирания в базальтовом слое океанской коры; *3* — трансформные разломы; *4* — конвергентная граница (начало зоны субдукции Вашингтон—Орегон); *5* — аккреционный комплекс над зоной субдукции с указанием простирания складок; *6* — подводные уступы; *7* — подводные каньоны, промоины, русла; *8* — аккумулятивные языки и вееры; *9* — направление переноса осадков; *10* — вулканическая цепь Каскадных гор

Следы быстрого наращивания аккреционной призмы и соответствующего смещения оси глубоководного желоба в сторону океана установлены многоканальным сейсмопрофилированием у северных Курильских островов.

В большинстве случаев ширина аккреционной призмы не превышает первых десятков километров, но в наиболее мощных комплексах, таких как Мекран в Аравийском море или комплекс Кодьяк у берегов Аляски, она измеряется сотнями километров. Детально изучена аккреционная призма Барбадос в системе Малых Антил, которая формируется по крайней мере с раннего эоцена и достигла ширины почти 300 км при вертикальной мощности до 20 км (рис. 6.25). Несколько скважин 110-го рейса «Джойдес Резолюшн» прошли насквозь фронтальную часть аккреционной призмы, а одна из них пересекла пологий (10—25°) сместитель этой зоны субдукции. Тектонический срыв, отделяющий верхние несколько сотен метров осадочного чехла (миоцен—квартер), происходит здесь приблизительно в 1000 м от подошвы чехла по одному из наиболее пористых и водонасыщенных горизонтов у границы олигоцена и миоцена. Еще при первой попытке бурения с «Гломар Челленджера» близ сместителя было обнаружено сверхвысокое поровое давление (350 фунтов/кв. дюйм), уравновешивающее литостатическую нагрузку и снижающее силы сцепления настолько, что происходит субдукция нелитифицированных осадков нижней части осадочного чехла (кампан—олигоцен), не испытывающих при этом заметных деформаций.

Таким образом, стратиграфический уровень, на котором происходит расщепление осадочного чехла (а следовательно, и доля осадочного материала, наращивающая аккреционную призму), контролируется здесь не тектоникой, а литологией пород, положением наиболее благоприятного высокопористого горизонта. Первые признаки срыва и деформации на этом уровне установлены бурением на океанской плите приблизительно в 6 км перед фронтом призмы, где обнаружены прожилки глинистого материала и пологие взбросы. Под аккреционной призмой в 4 км от ее фронта главный сместитель выражен зоной деформаций мощностью около 40 м, где заметны чешуйчатость глинистых пород, поверхности срыва, а иногда пологие карбонатные прожилки. Раскрытие трещин, где кристаллизовались карбонаты, считают свидетельством того, что и прежде в зоне контакта проявлялись сверхвысокие поровые давления.

Подобным образом расщепляется осадочный чехол океанской плиты перед фронтом аккреционной призмы в желобе Нанкай у берегов Японии, где сместитель зоны субдукции тоже пройден скважиной (в рейсе 131 «Джойдес Резолюшн»). В рамках франко-японской программы «Кайко» этот аккреционный комплекс изучали и путем подводного картирования с погружаемых аппаратов.

Режим тектонической эрозии. Уже в 60-х годах Дж. Гиллули и Г. Иллиес высказали мысль, что одной из причин мощного ан-

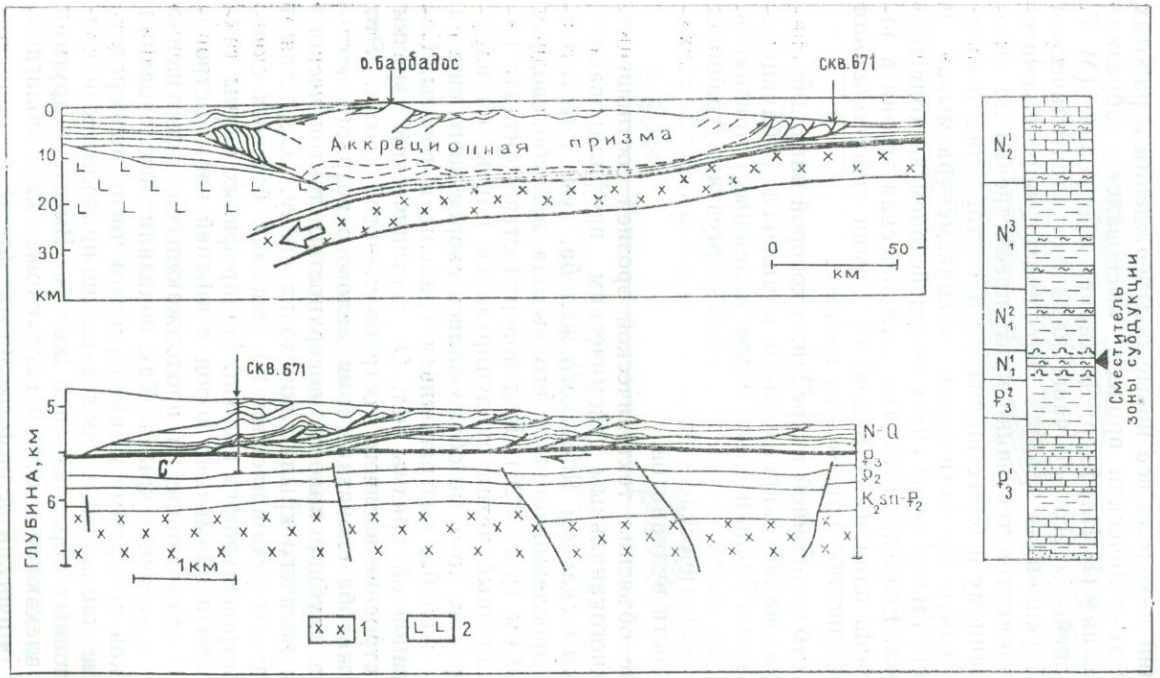


Рис. 6.25. Аккреционная призма о. Барбадос, зона субдукции Малых Антил (по Р. Торрини и Р. Спиду, 1989, с изменениями). Внизу — расщепление осадочного чехла океанской плиты и образование фронтальной части этой аккреционной призмы (С — сместитель зоны субдукции); справа — стратиграфическая приуроченность сместителя по данным скв. 671 «Джойдес Резолюшн», которая его пересекла. K_2sn—Q—возрастная индексация отложений осадочного чехла от верхнемеловых (сенон) до четвертичных. Тектоническое расщепление осадочного чехла — в отложениях нижнего миоцена (N_1^1). По Дж. Муру и др. (1988).

1 — «базальтовая» кора Атлантики; *2* — то же Карибской литосферной плиты

дезитового вулканизма и плутонизма на тихоокеанских окраинах Америки являются захват материала сиалической коры в ходе субдукции и его тектоническое перемещение на глубину в область магмообразования. Возможность такого разрушения висячего крыла зоны субдукции находила все новые подтверждения в работах 70-х годов; этот тектонический процесс именовался «абразия» (Дж. Канн), «эрозия» (Г. Плафкер, Д. Кариг), «коррозия» (М. Г. Ломизе). В дальнейшем его все чаще называют «тектоническая эрозия» или «субдукционная эрозия». Это понятие, определившееся как один из элементов тектоники плит, преемственно по отношению к более раннему и более широкому представлению о «подкоровой эрозии» как о гипотетическом механизме «размыва» и утонения континентальной коры снизу под действием восходящего мантийного потока. Если принять, что тектоническая эрозия в зонах субдукции лишь один из ее видов, то термин *субдукционная эрозия* наиболее точно обозначает этот процесс.

В отличие от субдукционной аккреции, о которой наглядно свидетельствует образование аккреционного комплекса, субдукционная эрозия оставляет сравнительно мало надежных признаков. В дополнение к наблюдениям на живых конвергентных границах важны историко-геологические данные, а также некоторые геохимические особенности вулканитов.

Р. фон Хьюне объяснил тектонической эрозией соотношения, обнаруженные многоканальным сейсмическим профилированием под островодужным склоном Японского желоба, куда сместитель зоны субдукции прослеживается от его выхода в глубоководном желобе на 15—20 км (рис. 6.26). Под поверхностью контакта виден слоистый осадочный чехол субдуцирующей плиты, он нарушен системой сбросов, которые образовались скорее всего еще на океанском борту желоба, разграничивая грабены и горсты. Современной аккреционной призмы нет. О тектонической эрозии свидетельствует строение висячего (островодужного) крыла. Это наклоненная от желоба слоистая серия мелового возраста, которая срезается на глубине пологой поверхностью тектонического контакта: эрозия висячего крыла происходит снизу. Следствием такой эрозии считают установленное по разрезам буровых скважин опускание островодужного склона. На профилях видны также оседание блоков и оплывание пород в нижней части островодужного склона, указывающие на продолжающееся разрушение фронтальной части висячего крыла. Как показали исследования по франко-японской программе «Кайко», в том числе непосредственные подводные наблюдения, оползание не приводит к накоплению гравитационных образований в желобе. Вместе с другими осадками они вовлекаются в субдукцию; этому, как полагают, способствует тектонический рельеф океанской плиты, которая, погружаясь в желоб, расчленяется грабенами и горстами.

На центральном отрезке андской зоны субдукции, где аккреционный комплекс также отсутствует, тектоническая эрозия новейшего времени нашла выражение в крутом ступенчатом профи-

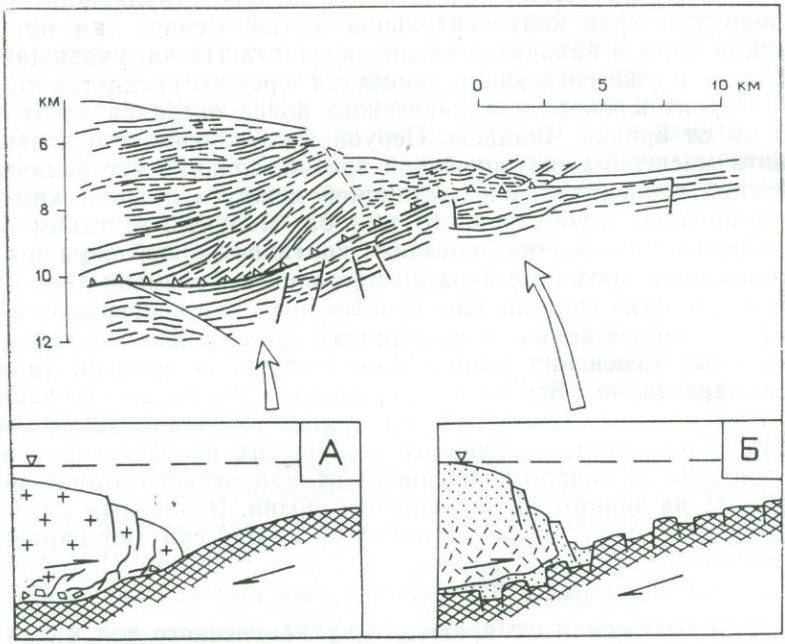


Рис. 6.26. Свидетельства тектонической эрозии на сейсмическом профиле через Японский желоб (по Р. фон Хьюне, 1986) и вероятные механизмы тектонической (субдукционной) эрозии, по М. Г. Ломизе (1989): *А* — базальная эрозия, *Б* — фронтальная эрозия

ле континентального крыла желоба, в разрывной тектонике и молодых блоковых перемещениях побережья. Особенно выразительны сейсмогенные движения района Вальдивии в период известного землетрясения 1960 г., охватившие побережье в широкой полосе, вплоть до современной вулканической цепи. В обстановке растяжения произошло асимметричное проседание на величину до 2 м с наклоном блоков от океана. Триангуляция установила и горизонтальные их смещения в направлении желоба. Вся сумма наблюдений, в том числе решения фокального механизма сейсмических очагов, укладывается в дислокационную модель, которая предусматривает деструкцию и опускание континентальной окраины под воздействием субдуцирующей плиты.

Судя по геологическим данным, тектоническая эрозия андской континентальной окраины, где субдукционный магматизм начался в середине триаса, происходит уже длительное время, поскольку произошло срезание крайних (размещавшихся у желоба) членов латерального структурного ряда и, как следствие, сближение с желобом уже утративших активность вулканических поясов. В юрских и неокомских отложениях преддугового прогиба этой окраины установлены продукты размыва гранитогнейсового фундамента, поступавшие с запада, где для того времени реконструи-

руется невулканическая островная дуга, представлявшая собой приподнятый край континентальной плиты. Сейчас там нет сиалической коры и находится океанская плита Наска, уходящая под континент и уже срезающая формации юрского преддугового прогиба. Фронт юрского вулканического пояса оказался всего лишь в 15 км от бровки Чилийско-Перуанского желоба, что позволяет оценить масштабы тектонической эрозии, сравнив эту величину с вероятной первоначальной дистанцией между вулканическим поясом и бровкой глубоководного желоба. Полученная таким образом усредненная скорость срезания континентальной окраины Анд тектонической эрозией с юры до настоящего времени — около 1 мм/год, однако вряд ли этот процесс протекал непрерывно и равномерно. Наблюдаемые в вулканитах субдукционного пояса направленные изменения химического состава во времени (в частности, нарастание $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержаний K_2O) отражают вовлечение в магмогенез сиалических продуктов тектонической эрозии, и резкий скачок соответствующих химических показателей в позднем миоцене (с началом новейшего вулканического этапа) может указывать на значительное усиление эрозии. Вероятным следствием субдукции продуктов тектонической эрозии считают наращивание мощности континентальной коры под орогеном Центральных Анд до наблюдаемых в настоящее время высоких значений.

Следы сближения отмирающего вулканического пояса с глубоководным желобом (как вероятное следствие тектонической эрозии) известны и для внутриокеанских зон субдукции. В частности, самые ранние вулканиты Марианской островной дуги (верхний эоцен) оказались к настоящему времени непосредственно на борту глубоководного желоба, в то время как вулканизм продолжается в 200 км от него. Это главным образом бониниты, драгированные с островодужного склона желоба. Их подстилают габброиды и серпентинизированные перидотиты. Учитывая небольшую глубинность бонинитовых магм, наиболее вероятно, что вулканическая островная дуга формировалась в 50—60 км от глубоководного желоба, и это определяет ширину полосы, уничтоженной в результате тектонической эрозии. По мере эрозии висячее крыло зоны Беньофа погружалось, поэтому карбонатные осадки верхнего эоцена — олигоцена оказались опущенными до глубин 6 км. Ш. Блюмер, рассмотревший эти соотношения, полагает, что, начавшись в позднем эоцене, тектоническая эрозия прекратилась уже через 10—15 млн лет: островодужные вулканиты середины олигоцена остались на нормальном (около 180 км) удалении от желоба, где они слагают острова внешней Марианской дуги (Гуам, Сайпан). В последующее время субдукционный режим был близок к нейтральному, есть следы незначительной аккреции. Исходя из указанных выше количественных оценок, скорость эрозии океанической коры в Марианах могла быть 3,3—6 мм/год.

Тектоническая эрозия, вероятно, происходит и в желобе Тонга, где в непосредственной близости от его оси на склоне обнаружены вулканиты островодужной толеитовой серии (базальты, андезиты,

дациты), их подстилают габбро, а ниже — перидотиты. Сближение отмершего вулканического пояса с глубоководным желобом происходило, по-видимому, и над Японской зоной субдукции, где, как отмечалось выше, тектоническая эрозия продолжается до настоящего времени. По данным французских исследователей, реликты раннемиоценовых вулканов (риолиты и дациты с возрастом 22—24 млн лет) обнаружены в море у берегов северного Хонсю всего лишь в 90 км от желоба, в то время как современная цепь вулканов отстоит от него почти на 300 км.

В рассмотренных случаях тектоническая эрозия висячего крыла зоны субдукции, как правило, сопровождалась его погружением под уровень моря до глубин в несколько тысяч метров. Для Марианской дуги и дуги Тонга такое опускание с позднего эоцена составило 5—6 км, для Хонсю с миоцена — около 3—5 км. На андской окраине с мощной континентальной литосферой величина его сравнительно невелика.

Таким образом, подтверждается предположение, высказанное ранее Д. Шоллом, о возможности проявления двух механизмов субдукционной эрозии, один из которых выражается срезанием переднего края висячего крыла, другой — эрозией, воздействующей на висячее крыло снизу. Эти два механизма М. Г. Ломизе (1988) предложил называть *фронтальным* и *базальным*, такие же названия использовали Р. фон Хьюне и С. Лаллеман (1990).

Базальная эрозия предполагает механическое воздействие субдуцирующей плиты на нижнюю поверхность висячего крыла зоны Беньофа (см. рис. 6.26, *А*). Происходит эрозия этого крыла снизу, что ведет к уменьшению его толщины и соответствующему опусканию. Сообразно наклону эродируемой нижней поверхности срезается и отступает передний край висячего крыла.

Эффективность базальной эрозии находится в прямом соответствии со сцеплением литосферных плит в зоне субдукции и скоростью их встречного движения, а также зависит от механических свойств взаимодействующих пород. В свою очередь сцепление литосферных плит обусловлено сочетанием целого ряда факторов. Исследование приуроченности сильных землетрясений показало, что оно растет по мере убывания возраста (и соответствующей ему плотности) субдуцирующей литосферы, т. е. по мере нарастания ее плавучести. Оно сравнительно велико при пологом наклоне зоны Беньофа (в ее верхней части), что наблюдается обычно при большой «абсолютной» скорости надвигания висячего крыла. Как показали У. Швеллер и Л. Кульм, тектонический рельеф субдуцирующей литосферы также способствует базальной эрозии. Напротив, большое количество осадков на субдуцирующей плите снижает силы сцепления, оно может способствовать нарастанию давлений поровой жидкости на контакте литосферных плит, предотвращая тектоническую эрозию. Вместе с тем профиль через Японский желоб (см. рис. 6.26) показывает, что при благоприятных механических свойствах висячего крыла базальная

эрозия возможна и при сравнительно слабом сцеплении литосферных плит.

Фронтальная эрозия проявляется там, где на поверхности субдуцирующей плиты образуется расчлененный тектонический рельеф: система грабенов и горстов, которая нередко контролируется изначальной линейной делимостью океанической коры. Согласно Т. Хильде, в этом случае при гравитационном опускании по сбросам, обрушении и оплывании материала с островодужного (или континентального) склона желоба он заполняет грабены на поверхности океанической плиты. Так происходят захват этого материала и его перемещение на глубину в ходе субдукции (см. рис. 6.26, *Б*).

Интенсивность процесса контролируется сочетанием двух главных условий: расчлененности тектонического рельефа и сглаживающей его седиментации в желобе. В свою очередь образование тектонического рельефа (системы грабенов и горстов) находится в прямой зависимости от растягивающих напряжений. Их величина определяется наложением локального изгиба океанической литосферы на борту желоба на региональное поле напряжений, количественная оценка которого учитывает среди прочего и величину сцепления в зоне субдукции. Таким образом, факторы, ведущие к снижению сил сцепления, по-видимому, даже способствуют проявлению фронтальной эрозии.

Фронтальная эрозия зависит и от механических свойств пород, слагающих островодужный (континентальный) склон желоба, а также от его геологического строения. В этом отношении показателен Японский желоб: литологический состав меловых и более молодых отложений на островодужном склоне желоба благоприятствует их гравитационному перемещению и тем самым фронтальной эрозии.

Согласно расчетам Р. фон Хьюне, скорость фронтальной эрозии в Японском желобе и на перуанской окраине 2—3 мм/год. Он полагает, что развитию процесса благоприятствует субдукция подводных уступов, хребтов и вулканических гор.

Нейтральный режим субдукции. В пределах Гватемальского сегмента Центральноамериканского желоба на сейсмических профилях видно пододвигание почти недеформированных осадков желоба более чем на 2 км под висячее крыло, сложенное меловыми офиолитами. В нескольких скважинах глубоководного бурения здесь были непосредственно измерены повышенные значения порового давления близ сместителя, которые, по-видимому, и создают условия для свободного пододвигания осадков. Таким образом, в настоящее время субдукция там не сопровождается ни аккрецией, ни эрозией. Судя по бентосным фораминиферам в осадочном чехле поверх офиолитов на континентальном борту желоба, он не испытывал заметных опусканий с эоцена до настоящего времени, что свидетельствует против сколько-нибудь значительной тектонической эрозии и в пользу длительности нейтрального режима. Все же, по-видимому, развитие зон субдукции про-

исходит главным образом в режиме аккреции или эрозии, а нейтральный режим имеет второстепенное значение как переходный между ними.

Соотношение режимов субдукции в пространстве и во времени. Два главных тектонических режима зон субдукции тесно взаимосвязаны и сменяют друг друга как в пространстве (на разных отрезках одной и той же зоны субдукции), так и во времени. Смена в пространстве наиболее выразительна вдоль Чилийско-Перуанской конвергентной границы, где она была выявлена в ходе исследований по проекту «Наска». Там же на одном из отрезков зоны субдукции (9,5° ю. ш.) установлена смена тектонической эрозии аккрецией, которая произошла в середине кайнозоя. При этом аккреционный комплекс шириной около 20 км причленился непосредственно к древнему континентальному цоколю, что нашло подтверждение при глубоководном бурении.

Как уже отмечалось, тектонический режим зоны субдукции регулируется балансом разнообразных факторов, как независимых, так и сложно взаимосвязанных. Большое значение придают количеству поступающего в глубоководный желоб терригенного материала. При малом количестве осадков на субдуцирующей плите, как пелагических, так и сформировавшихся в желобе, аккреция невозможна. При достаточном количестве осадков аккреция начинается там, где эти осадки не могут быть полностью вовлечены в субдукцию. От того, как велика доля захваченного субдукцией материала, зависит в дальнейшем разрастание аккреционной призмы.

Можно полагать, что аккреция исключает сколько-нибудь значительную субдукционную эрозию. Однако неустойчивое равновесие многочисленных факторов — кинематических, динамических, структурных, географических — легко нарушается в ходе субдукции и в результате аккреционный режим чередуется с эрозионным, иногда удерживается нейтральный. Новообразованные аккреционные клинья могут в дальнейшем эродироваться и в той или иной степени предохранять от разрушения край литосферной плиты. Наиболее вероятно, что лишь небольшая часть аккреционных образований, не затронутая последующими фазами субдукционной эрозии, закрепляется в геологической летописи как элемент складчатого пояса.

6.1.8. Сегментация зон субдукции

Сегментация свойственна всем современным зонам субдукции, ее замечают при изучении рельефа и поверхностной тектонической структуры, глубинных геофизических разрезов и сейсмичности, современных движений (в том числе вертикальных), вулканизма и теплового потока, седиментации. Как правило, отчетливо выражены сегменты протяженностью в первые сотни километров, но в их пределах обычно улавливается и более дробное деление. Кроме того, намечаются крупные отрезки островных дуг или ак-

тивных континентальных окраин, объединяющие целый ряд сегментов. Таким образом, сегментация зон субдукции сложна и многомасштабна. Она определяется сочетанием нескольких главных условий, таких как неоднородность субдуцирующей океанской литосферы, изменение кинематических параметров на пересечениях желоба с активными трансформными разломами, неоднородность висячего крыла зоны субдукции.

Значение неоднородности субдуцирующей океанской литосферы. Согласно правилу ортогональности субдукции (см. 6.1.6), конвергентная граница чаще всего сечет трансформные разломы и к глубоководному желобу подходят, а затем субдуцируют разделенные ими разновозрастные участки океанской литосферы, которые имеют разную толщину, среднюю плотность, температурные и механические характеристики. На крупных трансформных разломах, таких как Мендосино, где амплитуда сдвига может превышать 1000 км, возрастной контраст контактирующих участков литосферы достигает 20—25 млн лет. При пересечении трансформного разлома конвергентной границей это предопределяет различие угла наклона субдуцирующей плиты, напряженного состояния и других характеристик. Нередко смещается по латерали ось желоба, меняется его глубина, что влияет на продольные мутьевые потоки и накопление турбидитов. Меняются расстояние от желоба до вулканического пояса, его ширина и состав лав. Образуются поперечные к островной дуге (или активной окраине) разрывы с преобладанием сдвиговых смещений, на что указывают как геологические данные, так и решения фокальных механизмов землетрясений. Исследователи подчеркивают то обстоятельство, что при ортогональной субдукции сегментация вулканического пояса отражает в первую очередь структуру уходящей на глубину океанской плиты, а не той литосферы висячего крыла, которая залегает непосредственно в фундаменте вулканов.

Подобная сегментация наглядно проявилась в Курило-Камчатской островной дуге. На рис. 6.27 видно, что по разные стороны от трансформного разлома Буссоль океанская литосфера субдуцирует под различным углом: сравнительно полого под южный сегмент Курильских островов и заметно круче — под северный. Как показал Д. З. Журавлев с соавторами (1985), по этой границе происходит резкое изменение геохимических, в том числе изотопных, характеристик вулканитов.

На южном окончании Марианской дуги, где возраст субдуцирующей литосферы резко омолаживается (с юрского до олигоценового), сопряженные с этим изменения распространяются даже на задуговую область, где затухает зона спрединга.

Значение неоднородности океанской литосферы особенно велико там, где субдуцируют асейсмичные хребты и подводные плато. Как уже отмечалось (см. 6.1.5), на таких отрезках вулканизм видоизменяется или прекращается, а в тылу вулканического пояса проявляется сжатие, выраженное взбросами, надвигами и изоклинальной складчатостью.

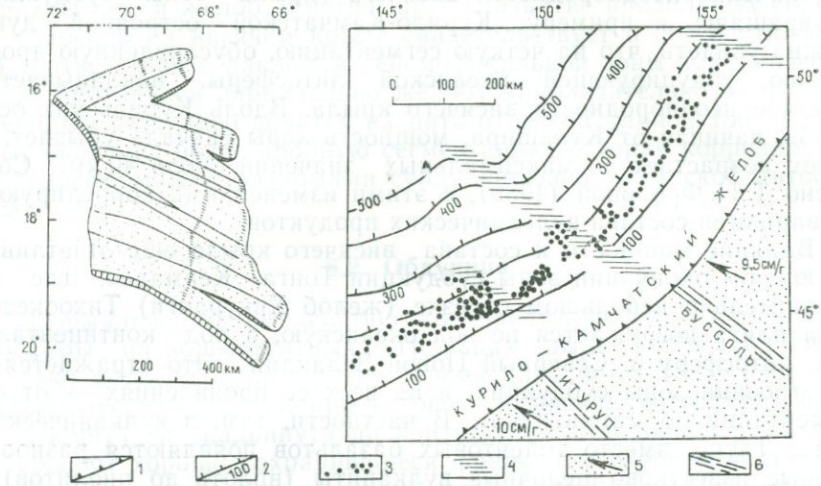


Рис. 6.27. Сегментация зон субдукции. Слева — расщепление плиты Наска при ее погружении под «угол Арики» Андской активной окраины; разделенные трансформными разломами «слэбы», судя по профилям зоны Беньофа, субдуцируют с разным наклоном. По Р. Кабре (1983). Справа — сегментация Курильской островной дуги, по данным Г. П. Авдейко (1993), с изменениями:
1 — главный сместитель зоны субдукции; *2* — изолинии глубины залегания зоны Беньофа, км; *3* — современные вулканы; *4* — границы сегментов; *5* — океанская плита и направление ее субдукции; *6* — трансформные разломы

При косоориентированной субдукции океанской плиты ее трансформные разломы смещаются вдоль желоба и поэтому не фиксируются как границы сегментов. Это наглядно проявилось в Алеутской островной дуге к западу от 177° з. д., где большинство поперечных разрывов, разделяющих сегменты, не совмещается с продолжением разломов океанской плиты. Согласно Б. В. Баранову (1989), косоориентированный поддвиг океанской плиты порождает в этой островной дуге растягивающие напряжения, направленные по касательной. Многие поперечные разрывы у фронта дуги раскрываются с образованием подводных каньонов, а каждый из разделенных ими сегментов (длиной 50—200 км) поворачивается по часовой стрелке, что обусловило левосторонний сдвиг между ними, выраженный как структурно, так и сейсмически. Вместе с каждым сегментом оказались повернуты и соответствующие отрезки вулканического фронта. Особенности вулканизма согласуются с изложенной схемой: излияния недифференцированных мантийных базальтов островной дуги локализованы на концах сегментов, где растяжение дает им свободный выход на поверхность. Внутри сегментов, напротив, подъем исходной магмы затруднен, преобладают андезитовые и андезитобазальтовые продукты ее преобразования, а интенсивность вулканизма снижается.

Значение неоднородности висячего крыла зоны субдукции. Возвращаясь к примеру Курило-Камчатской островной дуги, можно увидеть, что на четкую сегментацию, обусловленную дробностью субдуцирующей океанской литосферы, накладывается влияние неоднородности висячего крыла. Вдоль Курильских островов, начиная от Кунашира, мощность коры сначала убывает, а затем возрастает до максимальных значений около 40 км. Согласно Т. И. Фроловой (1989), с этими изменениями коррелируются вариации состава вулканических продуктов.

Влияние мощности и состава висячего крыла еще отчетливее на южном окончании зоны субдукции Тонга—Кермадек, где на сравнительно небольшом отрезке (желоб Хикуранги) Тихоокеанская плита погружается не под океанскую, а под континентальную литосферу о. Северный Новой Зеландии. Это отражается и на строении зоны субдукции, и на всех ее проявлениях — от седиментации до магматизма. В частности, там, в вулканическом поясе Таупо, вместо толеитовых базальтов появляются разнообразные известково-щелочные вулканиты (вплоть до риолитов) с высокими, характерными для континентальной коры изотопными отношениями стронция (по А. Эуорту, 1977).

Как показали Ж. Обуэн с соавторами (1981), именно висячее крыло контролирует глубокие различия между северным (мексиканским) и южным (гватемальским) отрезками Центральноамериканской зоны субдукции длиной около 1100 и 1300 км. В этой зоне субдуцирует единая литосферная плита Кокос, скорость конвергенции на всем протяжении почти не меняется (около 7—8 см/год), а возраст океанской литосферы у желоба, увеличиваясь на юго-восток с позднего до раннемиоценового, затем снова убывает. Висячее крыло, напротив, представлено двумя литосферными плитами — Северо-Американской и Карибской (см. рис. 6.20), которые различаются как геологическим строением, так и параметрами абсолютных движений: первая из них «наезжает» на зону субдукции, вторая медленно отступает (см. табл. 6.1). Активная граница между плитами выражена широтным левосторонним сдвигом Полочик-Матагуа, и именно на его сочленении с Центральноамериканским желобом происходит резкая смена в характере субдукции.

Взаимодействие плиты Кокос с Северо-Американской протекает в аккреционном режиме при сравнительно пологом наклоне зоны Беньофа. Узкий шельф здесь не задерживает терригенный материал, обильно поступающий в желоб (тоже узкий) и питающий разрастание аккреционной призмы. В висячем крыле на побережье наблюдаются структуры сжатия, вулканический пояс отстоит от желоба на 250—400 км, удаляясь от него при движении на юго-восток вместе с некоторым выполаживанием субдуцирующей плиты. Взаимодействие плиты Кокос с Карибской происходит в нейтральном режиме при сравнительно крутой зоне Беньофа. Широкий шельф с отчетливо выраженным преддуговым прогибом экранирует поступление терригенного материала, аккреционной

призмы нет, и желоб заметно шире. Развитие продольных сбросов и грабенов на висячем крыле свидетельствует о его растяжении. В соответствии с наклоном сейсмофокальной зоны вулканический пояс протянулся параллельно желобу приблизительно в 200 км от него. Он отчетливо делится на пять отрезков длиной 150—300 км, выражающих более дробную сегментацию, которая коррелируется с трансформными разломами субдуцирующей океанской литосферы.

6.2. Обдукция

Нормальное взаимодействие континентальной и океанской литосферы на конвергентных границах выражается субдукцией. Только местами и на короткое время появляется такое сочетание тектонических условий, при котором океанская литосфера бывает поднята и надвинута на континентальную окраину. В этом убеждают хорошо сохранившиеся фрагменты океанской литосферы размером в десятки и первые сотни километров, залегающие в виде пологих тектонических покровов (относимых к категории офиолитовых аллохтонов; см. гл. 12) поверх осадочных или вулканических формаций на пассивных и активных континентальных окраинах. В настоящее время этот процесс, по-видимому, нигде не происходит, но сравнительно недавний (плиоценовый) эпизод установлен на сочленении Чилийского спредингового хребта с Андской активной окраиной (см. ниже). Там же, возможно, начинается надвигание следующего фрагмента океанской литосферы.

Уже в конце 60-х годов, когда крупные офиолитовые аллохтоны были идентифицированы как фрагменты океанской литосферы, возник вопрос о возможных механизмах их надвигания на континентальные окраины. Б. Рейнхардт рассмотрел его для Омана, Г. Дэвис — для Папуа (Новая Гвинея). В 1971 г. Р. Колман предложил для обозначения этого тектонического процесса термин *обдукция*[1]. Обдукции посвящен ряд специальных работ, в том числе Дж. Дьюи (1976) и У. Гили (1980).

В большинстве случаев датировки свидетельствуют о том, что океанская литосфера сформировалась незадолго до своей обдукции. К моменту надвигания это была молодая, тонкая и еще не охлажденная литосфера с относительно низкой средней плотностью и поэтому, в соответствии с изостазией, высоким гипсометрическим положением. Последнее, по-видимому, можно считать одним из необходимых условий обдукции.

Для суждения о механизмах обдукции важно и то, что в надвинутых фрагментах представлена только верхняя часть океанской литосферы: вся кора (осадки I слоя, базальты и долеритовые дайки II слоя, габброиды и расслоенный гипербазит-базитовый

[1] Р. Колман первоначально называл обдукцией не только надвигание океанской литосферы на континентальные окраины, но и внутриокеанские надвиги, например сейсмоактивный надвиг хр. Маккуори (на границе Австралийской и Тихоокеанской плит).

комплекс III слоя) и несколько километров (до 10 км в наиболее мощных пластинах) перидотитов верхней мантии. Это означает, что при обдукции происходило отслаивание верхней части океанской литосферы. Только она надвигалась затем на континентальную окраину, а остальная, нижняя часть перидотитов литосферы перемещалась и деформировалась на глубине.

Отслаивание верхов литосферы начиналось в условиях океанского дна, где, судя по геофизическим данным (см. рис. 6.11), при сжатии формируются сколы, переходящие в надвиги. В ряде случаев по пологим надвигам происходило сдваивание разреза верхов океанской литосферы и уже такой сдвоенный пакет обдуцировал на континентальную окраину. Такие сложные аллохтоны описаны, в частности, в Анатолии, на Малом Кавказе, в Северной Шотландии.

Обдукция, как правило, сопровождается динамотермальным метаморфическим воздействием горячих перидотитов, слагающих низы литосферной пластины, на породы автохтона. В случае сдваивания разреза метаморфизм наблюдается и в основании верхней пластины. Такие *базальные метаморфические ореолы* подробно изучены в Омане, на Новой Гвинее, в Новой Каледонии, на Ньюфаундленде и в ряде других регионов. В низах литосферной пластины появляются и нарастают разлинзование и милонитизация, ориентированные параллельно контакту и секущие первичную текстуру и зональность перидотитов. Далее, за поверхностью контакта, следует сам метаморфический ореол мощностью в несколько сотен метров: амфиболиты и мафические гранулиты, переходящие вниз в зеленые сланцы, а затем в неметаморфизованные вулканиты или осадочные породы. Этот ореол несет на себе признаки формирования в условиях средних (500—850°) или высоких (700—1000°) температур при высоких термических градиентах (до 2—3° на 1 м) и давлении 5—10 кбар. Радиологические определения возраста метаморфических минералов датируют надвигание перидотитов.

Иногда внизу, на контакте с автохтоном, при метаморфизме появляются глаукофановые минеральные ассоциации, свидетельствующие о более высоких давлениях и низких температурах. Непосредственно у контакта, кроме того, нередко наблюдаются постметаморфические деформации, в том числе тектоническое перемешивание апоперидотитовых милонитов с метаморфическими породами. В амфиболитах и зеленых сланцах Омана установлено, что такие деформации возобновлялись там несколько раз при неуклонно снижавшихся температурах.

Подсчитано, что надвигающиеся литосферные пластины мощностью от 3—6 до 10—15 км могут обусловить давления, необходимые для их «базального метаморфического ореола». Нужные для этого температуры могут быть на соответствующих глубинах только в самой молодой океанской литосфере (около 600° при возрасте 10 млн лет), а при большей ее древности требуется дополнительный разогрев за счет трения. Поэтому возраст литосфе-

ры, к моменту отслаивания и надвигания аллохтонной пластины, вероятно, не мог быть более 20—30 млн лет. Это согласуется с датировками, согласно которым формирование океанской литосферы и ее обдукция разделяются небольшим отрезком времени. Изучая «базальные метаморфические ореолы», Г. Уильямс, У. Смит, А. Николя и другие исследователи существенно пополнили, таким образом, представления о происхождении и обдукции пластин океанской литосферы.

Геодинамические механизмы обдукции разнообразны, можно различать два главных случая: обдукцию на границе океанского бассейна и обдукцию при его замыкании.

Обдукция на краю океанского бассейна происходит как у активных, так и у пассивных его окраин. Н. Кристенсен и М. Сэлсбари (1975) предложили модель обдукции при столкновении спредингового хребта с активной континентальной окраиной (рис. 6.28, *I*). Если хребет простирается приблизительно параллельно окраине, то в ходе субдукции континентальная плита перекроет ближайшее его крыло и придет в соприкосновение с поднятым краем другого крыла, которое в результате может оказаться надвинутым. При дальнейшем сближении литосферных плит возможно возобновление субдукции, а на континентальной окраине останется надвинутая на нее пластина океанской литосферы. Весьма вероятно, что при таком механизме отделение пластины будущего аллохтона происходит по границе совсем еще тонкой литосферы и астеносферы.

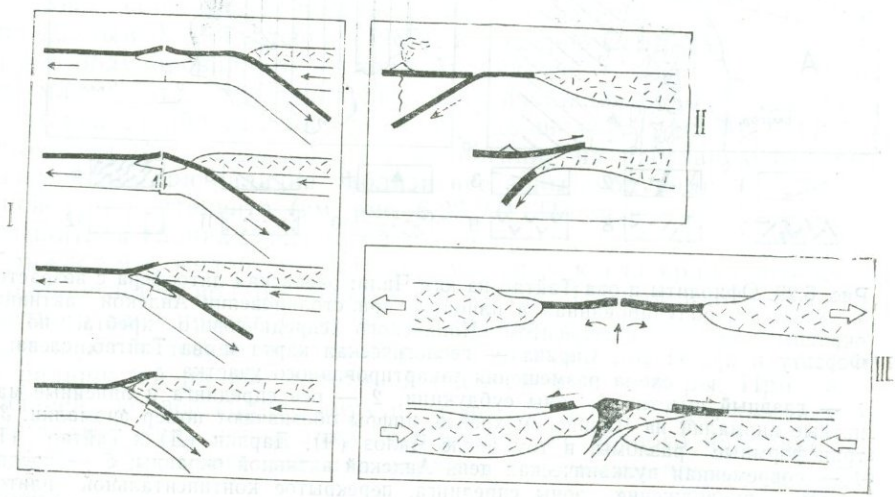


Рис. 6.28. Предполагаемые главные механизмы обдукции:
I — при столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом, по Н. Кристенсену и М. Сэлсбари (1975); *II* — при столкновении пассивной континентальной окраины с фронтом океанской (энсиматической) островной дуги, по Э. Мурсу (1970); *III* — при закрытии бассейнов океанского типа

Именно эта модель нашла подтверждение при исследованиях того отрезка Андской зоны субдукции (46—47° ю. ш.), где поглощается Чилийский спрединговый хребет (рис. 6.29). Многочисленные трансформные разломы делят его на сегменты, вытянутые под острым углом к желобу. Сегмент, ограниченный разломами Трес-Монтес и Тайтао, субдуцировал 2,5—4 млн лет назад в районе п-ова Тайтао. Его перекрытие континентальной корой сопровождалось прогревом, образованием палингенных магматических расплавов, которые интрудировали морские отложения верхнего миоцена в непосредственной близости от желоба. Так на п-ове Тайтао появились мелкие тела гранодиоритов и риолитов с возрастом 3,6 млн лет.

Там же Р. Форзит с соавторами (1986) закартировали пластину океанской литосферы площадью 210 км^2, которая обдуцировала на континентальную окраину вслед за внедрением гранодиори-

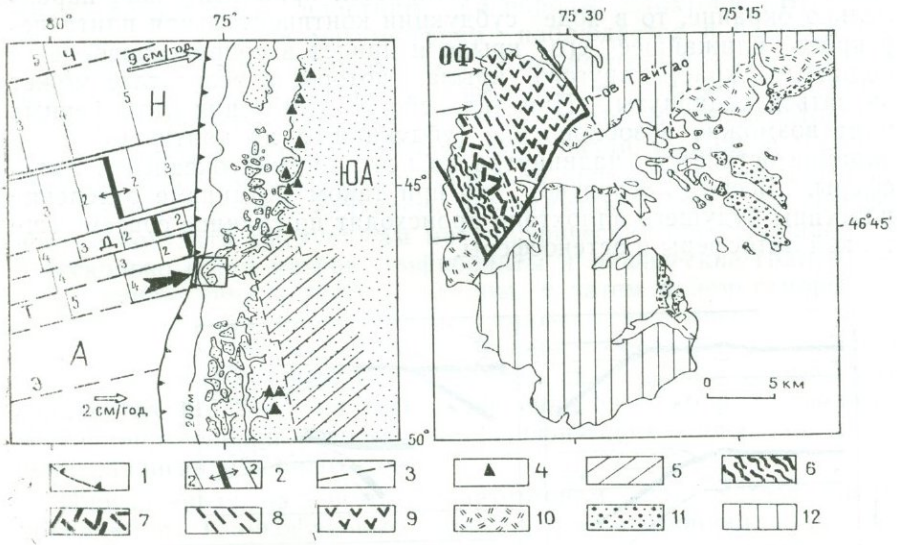


Рис. 6.29. Офиолиты п-ова Тайтао на юге Чили: океанская литосфера с возрастом 3,7 млн лет, обдуцированная в плиоцене при столкновении Андской активной окраины с очередным сегментом Чилийского спредингового хребта, по Р. Форзиту и др., (1986). Справа — геологическая карта п-ова Тайтао, слева — схема размещения закартированного участка.

1 — главный сместитель зоны субдукции; *2* — ось спрединга и линейные магнитные аномалии на Чилийском хребте, цифры обозначают номер аномалии; *3*— трансформные разломы, в том числе Чилоэ (Ч), Дарвин (Д) и Тайтао (Т); *4* — современная вулканическая цепь Андской активной окраины; *5* — предполагаемое продолжение зоны спрединга, перекрытое континентальной плитой; *6—9* — офиолиты п-ова Тайтао (ОФ): серпентинизированные и тектонизированные перидотиты (*6*), габбро (*7*), комплекс параллельных долеритовых даек (*8*), толеит-базальтовые подушечные лавы с осадочными прослоями (*9*); *10* — плиоценовые гранодиориты и риолиты анатектического происхождения (*3,7* — 4,1 млн лет); *11* — морские отложения кайнозоя; *12* — доюрские метаморфические породы. Литосферные плиты: Н — Наска; А — Антарктическая; ЮА — Южно-Американская

тов и находится приблизительно в 10 км от ее границы. Это обращенная на восток-северо-восток пологая моноклиналь, где снизу вверх следуют: серпентинизированные и тектонизированные перидотиты; массивные, не расслоенные габброиды, комплекс параллельных даек долерита (как и вся моноклиналь, они простираются параллельно осям спрединга Чилийского хребта); подушечные базальты с фораминиферами плиоцена в осадочных прослоях и с радиологической датировкой 3,7 млн лет. Судя по пространственно-временным соотношениям, эта литосфера, только что образовавшаяся, принадлежала западному крылу хребта и при столкновении с краем континента была на него надвинута.

С. Канде с соавторами (1987) провели детальное геофизическое изучение подводной части этого тройного сочленения и показали, что севернее п-ова Тайтао уже подошел к желобу и начал погружаться следующий сегмент гребня Чилийского хребта. Рифтовая долина там приближается к континентальному склону желоба под острым углом, заполняется турбидитами и скрывается под склоном, который в этом месте становится круче. Уже субдуцировавшее продолжение рифтовой долины обнаруживается по резкому повышению над ним теплового потока в нижней части склона. Вполне возможно, что и на этом сегменте результатом столкновения будет обдукция литосферной пластины.

Однако самые крупные фрагменты океанской литосферы (Бей-оф-Айлендс на Ньюфаундленде, Семаильский в Омане) обдуцированы на пассивные континентальные окраины. При этом осадки континентального склона и шельфа были последовательно вовлечены в надвигание, произошло их телескопирование в виде серии тектонических чешуй, подстилающих литосферную пластину. Так, по данным А. Робертсона (1987), в подошве Семаильского аллохтона, обдуцированного на край Аравийской платформы в середине маастрихта, телескопирован весь фациальный ряд донных отложений от абиссального подножия до шельфа. Э. Мурс (1970) высказал предположение, что надвигание на пассивную окраину возможно при наличии вблизи нее зоны субдукции, погружающейся от континента (см. рис. 6.28, *II*). По мере субдукции внутриплитная граница океанской и континентальной литосферы приближается к желобу и наступает момент, когда край континента пододвигается под островодужное крыло. Низкая плотность гранитного слоя препятствует его опусканию в астеносферу, происходит изостатическое всплывание континентальной окраины вместе с надвинутой на нее пластиной океанской литосферы. При дальнейшей конвергенции двух плит на глубину уходит океанская, закладывается новая зона субдукции встречного направления, пассивная континентальная окраина тем самым преобразуется в активную.

Такой механизм обдукции вполне убедителен, когда поверх главного офиолитового аллохтона (где представлена нормальная океанская кора — фундамент преддуговых структур) надвинуты островодужные вулканиты. Гораздо чаще, в том числе в Семаиль-

ском аллохтоне Омана, таких вулканитов нет или мало. Вполне вероятно, как показали К. Андрюс-Спид и М. Брукфильд (1983), что в этих случаях необходимые для обдукции предпосылки создает не сближение с островной дугой, а сама обстановка сжатия. В океанской литосфере вблизи окраины образуется скол, который, выполаживаясь, отслаивает литосферную пластину. Дальнейшее пододвигание одного крыла под другое можно рассматривать как заложение зоны субдукции, и если скол был наклонен от континента, то все события, вплоть до обдукции, последуют по приведенной выше модели Э. Мурса. При этом появление островодужных вулканитов и их количество будут зависеть от того, успеет ли субдукция дойти до магмогенерирующих глубин.

Зоны субдукции, возникавшие при подобном ходе событий вблизи пассивных континентальных окраин, были не только эфемерны, но и специфичны по геодинамике. Установлено, что в обдуцированных аллохтонах широко представлены комплексы типа Троодос (на Кипре), в которых наличие параллельных даек и другие признаки формирования посредством спрединга сочетаются с чертами островодужной геохимической специализации, а мощность коры пониженная. Дж. Пирс с соавторами (1984) рассматривают их как особую категорию офиолитов, образующихся над зоной субдукции (supra-subduction zone ophiolites) в обстановке интенсивного ориентированного растяжения.

Обдукция при замыкании бассейнов океанского типа. Геологические условия нахождения многих обдуцированных фрагментов океанской литосферы вблизи глубинных офиолитовых швов Средиземноморско-Гималайского и других складчатых поясов позволяют связать их происхождение с замыканием малых океанских бассейнов, подобных Тасманову и Красному морям (см. рис. 6.28, *III*). Значение этого механизма убедительно показали Э. Аббат с соавторами (1972). Если раскрытие таких бассейнов непосредственно сменяется их сжатием, то высокий тепловой поток благоприятствует отслаиванию литосферных пластин. Сравнительно высокое гипсометрическое положение молодой океанской литосферы и погруженные под уровень моря плечи утоненной континентальной коры на краях таких спрединговых бассейнов способствуют обдукции. При полном смыкании континентального обрамления структурный шов воздымается, а на дне смежных эпиконтинентальных бассейнов появляется уклон, обеспечивающий дальнейшее гравитационное перемещение обдуцированных пластин океанской литосферы, сопровождаемое формированием олистостром.

Обдукция молодой океанской литосферы возможна и при замыкании краевых морей. Примером служит описанное И. Диэлом (1977) надвигание фрагментов океанской коры на южноамериканский борт Патагонского задугового бассейна при его закрытии в середине мела.

Иногда наблюдается удивительная синхронность нескольких проявлений обдукции, в том числе и на большом удалении одно

от другого. Так, по всей периферии Аравийского полуострова обдукция произошла в середине маастрихта, на юго-западном обрамлении Тихого океана (в Папуа, на Новой Каледонии и др.) в раннем-среднем эоцене. Это, по-видимому, не относится к таким независимым событиям, как столкновение континентальной окраины со спрединговым хребтом или фронтом островной дуги. Одновременное образование сколов в молодой океанской литосфере вблизи пассивных окраин или одновременное замыкание малых бассейнов океанского типа может контролироваться региональными или глобальными фазами сжатия или, как полагает М. Брукфильд (1977), переориентировками движения литосферных плит.

Каждый эпизод обдукции оставляет в строении континентальной окраины отчетливый след в виде перемещенного на нее фрагмента океанской литосферы. И все же относительная роль этого тектонического процесса на конвергентных границах плит чрезвычайно мала. Согласно Р. Колману (1984), все обдуцированные породы фанерозоя составляют около 0,001% от современной коры дна океанов. Если учесть приблизительное количество океанской коры, субдуцировавшей в позднем мезозое и кайнозое, то окажется, что оно в сотни тысяч раз превышает объем пород, обдуцированных за это же время. И даже среди этих пород сравнительно мало таких, которые по геохимическим характеристикам соответствуют нормальной литосфере срединно-океанских зон спрединга: на конвергентных границах такая литосфера почти полностью поглощается субдукцией.

6.3. Коллизия

Если к конвергентной границе с обеих сторон подходит континентальная литосфера, то относительно легкие сиалические породы не погружаются в мантию, а вступают в активное механическое взаимодействие. Интенсивное сжатие порождает сложные структуры и горообразование. При этом проявляется внутренняя тектоническая расслоенность литосферы, она делится на пластины, которые испытывают горизонтальное смещение и дисгармоничные деформации. В условиях тектонического скучивания и утолщения континентальной коры в ней образуются палингенные очаги гранитной магмы. Так на конвергентной границе вместо субдукции развивается *коллизия* (лат. collisio; англ., франц. collision), т. е. столкновение литосферных плит — геодинамический режим, который в настоящее время проявляется на протяжении многих тысяч километров вдоль Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса и выражен соответствующей сейсмичностью (см. рис. 3.2). Как мы уже отмечали (см. 6.1.2), некоторые исследователи, вслед за А. Балли, рассматривают этот режим как особый вид субдукции — альпинотипную субдукцию (А-субдукцию).

Наряду с коллизией «континент—континент» иногда различают коллизию континента и островной дуги или двух островных

дуг. В русском тектоническом лексиконе есть возможность называть подобные события столкновением, применяя термин «коллизия» в его основном значении — для межконтинентального взаимодействия.

Коллизия, связанные с ней движения и деформации максимальны на тех отрезках Альпийско-Гималайского пояса, где южной окраине Евразии противостоят выступы континентальных плит Индостана и Аравии, а также активно смещавшаяся на север Адриатическая (Апулийская) микроплита. В этих местах формируются пережимы (синтаксисы, скучивания) складчатого пояса, такие как Пенджабский и Ассамский.

Образование зон коллизии возможно при сжатии сравнительно узких бассейнов красноморского типа, замыкание которых обычно сопровождается обдукцией офилитов. Однако гораздо чаще коллизии предшествует сближение континентальных единиц, обрамлявших более крупные бассейны, которое происходит по мере субдукции разделявшей их океанской литосферы. Такое сближение завершается переходом от субдукции к коллизии, что можно наблюдать в настоящее время на границе Евразийской и Австралийской плит. Коллизия началась в районе современного острова Тимор в плиоцене (5—3,5 млн лет назад), когда обрамлявшая Австралийский континент с севера океанская литосфера полностью субдуцировала там под вулканическую дугу Банда на активной евразийской окраине. Погрузившаяся в астеносферу плита до сих пор проявляет себя сейсмическими очагами реликтовой зоны Беньофа. Прогрессирующая коллизия тоже выражена сейсмичностью, которая маркирует надвигание австралийской окраины, а также мелкие разрывные смещения в обстановке сжатия (рис. 6.30). Складки, надвиги формируются и в отложениях плиоцена — квартера на южном крае коллизионной системы в Тиморском троге.

В это же время на западном продолжении зоны в Яванском желобе идет субдукция океанской литосферы под Зондскую активную окраину. Смена режима происходит к западу от острова Тимор, где к конвергентной границе под острым углом подходит линия пассивного сочленения океанской и континентальной частей Австралийской плиты. Геометрические соотношения таковы, что при дальнейшей конвергенции эта точка пересечения двух границ будет смещаться на запад и коллизионная система будет разрастаться в этом направлении за счет субдукционной.

Грандиозное сооружение Гималаев и Тибета дает представление о более зрелой, но все еще активной фазе коллизионного взаимодействия крупных континентальных единиц. Оно началось в эоцене 50—45 млн лет назад, когда океанская литосфера, отделявшая субконтинент Индостана от Евразийской окраины, полностью под нее субдуцировала. Направление этой субдукции предопределило южную вергентность складчатости и надвигов коллизионного этапа. На рис. 6.31 представлена модель формирования Гималаев путем последовательного срыва и «счешуива-

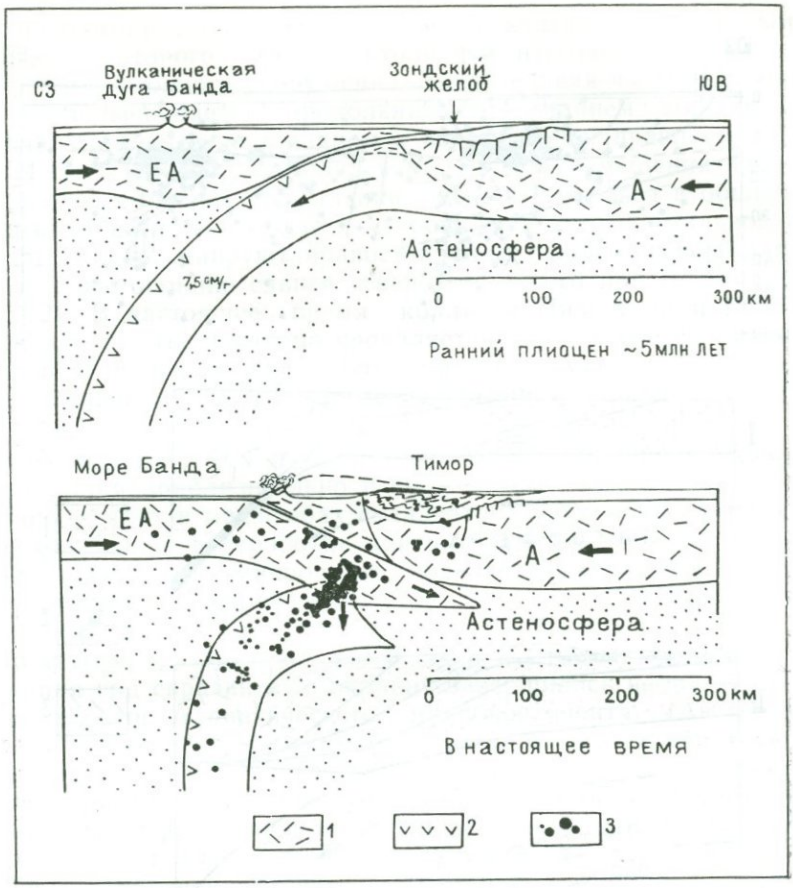


Рис. 6.30. Завершение субдукции и начало коллизии на конвергентной границе Евразийской (ЕА) и Австралийской (А) литосферных плит, по Н. Прайсу и М. Оудли-Чарльзу (1987):
1 — континентальная литосфера; *2* — океанская литосфера; *3* — сейсмические очаги

ния» континентальной коры с мантийной литосферы, продолжающей субдуцировать. Пододвигание таких тектонических чешуй отмечено размещением сейсмических очагов. Пологие поверхности смещения выявляются и многоканальным профилированием.

То обстоятельство, что под Гималаями мантийная литосфера Индостана, погружаясь в астеносферу, не проявляет себя сейсмическими очагами, объясняют термальными условиями коллизионных орогенов, где, в отличие от зон субдукции, разогрев происходит уже на малых глубинах. Вместе с тем данные Ф. Н. Юдахина по Памиру показывают, что разогрев может быть и ниже критических значений. Там установлена сейсмофокальная зона, круто уходящая на юг до глубин 250—300 км.

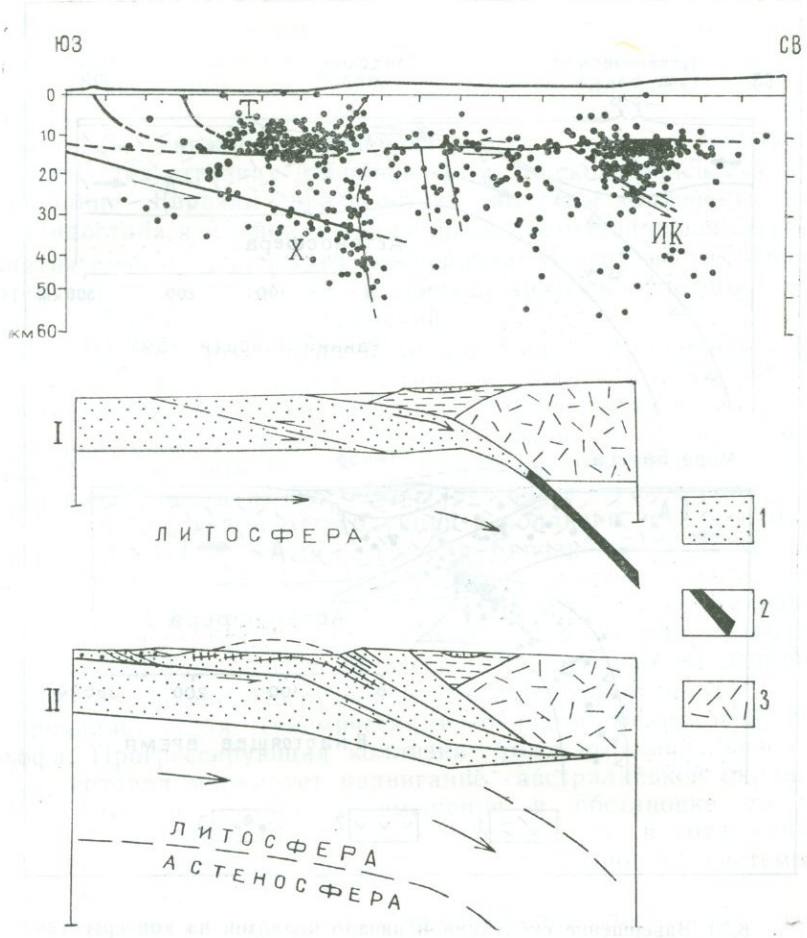


Рис. 6.31. Размещение под Гималаями сейсмических очагов, механизм которых свидетельствует о продолжающихся смещениях по пологим тектоническим поверхностям (по Л. Зиберу, Дж. Амбрастеру, 1984). Внизу — одна из моделей формирования этого коллизионного горного сооружения путем последовательного поддвига и деформации тектонических пластин континентальной коры, которые «счешуиваются» с продолжающей субдуцировать мантийной части литосферы (по Е. Лион-Каен, П. Молнару, 1983):
1 — континентальная кора Индостанской плиты; *2* — океанская кора той же плиты; *3* — континентальная кора Евразийской плиты (Тибет). Сейсмические зоны: Х — Хазара; Т — Тарбела; ИК—Инд—Кохистан

Встречное движение Индостана и Евразии, скорость которого до начала коллизии достигала 15—20 см/год, продолжалось и в дальнейшем. Согласно Ф. Патриа и Х. Ачаче (1984), сначала (до олигоцена) оно происходило со скоростью около 10 см/год, позже — 5 см/год и менее, а суммарное сближение после начала коллизии, по-видимому, превышает 2000 км. Полагают, что такое встречное перемещение континентальных плит компенсируется не

только многократным «счешуиванием» континентальной коры, следствием которого стало ее утолщение и воздымание высочайшего в мире горного сооружения. Значительная часть перемещения уравновешивается продольным отжиманием горных масс складчатого пояса в западном и восточном направлениях (см. рис. 14.4). Наконец, еще одна часть этого перемещения компенсируется на северном обрамлении складчатого пояса в обширной (вплоть до Байкала) области «торошения» континентальной литосферы, где доминируют правосторонние сдвиги северо-западного и левосторонние сдвиги северо-восточного простирания (см. рис. 14.2). В настоящее время коллизия Индостана и Евразии продолжается, что наглядно проявляется не только в сейсмичности, но и в данных лазерной геодезии о современных движениях как по надвигам (в том числе на Памире), так и по сдвигам (например, по Таласо-Ферганскому).

Формирование коллизионного орогена на Большом Кавказе укладывается приблизительно в ту же схему, что и в Гималаях. Отличие состоит в масштабах складчатого сооружения и в глубине тектонической переработки континентальной коры. В частности, на Закавказской микроплите, пододвигающейся под Большой Кавказ, срыв и «счешуивание», вероятно, охватывают только ее осадочный чехол (см. рис. 12.3).

По-другому развивалась коллизия в Восточных Альпах, где субдукция под евразийскую окраину завершилась надвиганием на нее комплексов Адриатического микроконтинента (Австро-Альпийских покровов) и где структура орогена имеет обратную по сравнению с Гималаями вергентность. Механизм такого взаимодействия рассмотрел Э. Оксбург (1972), исходя из возможности тектонического расслаивания континентальной коры в обстановке коллизии (англ. flake tectonics). Условия, определяющие вергентность коллизионного орогена, не вполне ясны, большое значение придается толщине коры и литосферы континентальных единиц, взаимодействующих на конвергентной границе.

Наряду с интенсивными складчато-надвиговыми деформациями зонам коллизии свойственны проявления высокоградиентного метаморфизма, в том числе высокотемпературного, обусловленного подъемом изотерм. Метаморфизм продолжается и после формирования шарьяжной структуры, изограды нередко пересекают границы тектонических покровов, как это наблюдается, в частности, в Западных Альпах. О разогреве наращивающей свою мощность континентальной коры свидетельствует внедрение гранитоидов с петролого-геохимическими признаками палингенного происхождения. Распознаванию геодинамической обстановки на том или ином отрезке конвергентной границы служит петрохимическое разграничение коллизионных гранитоидов типа S (англ. sedimentary) и субдукционных гранитоидов типа I (англ. igneous), предложенное Б. Чаппелом и А. Уайтом. Вулканизм коллизионных орогенов весьма разнообразен и пока мало используется при геодинамических исследованиях.

Горообразование при коллизии сопровождается накоплением мощных моласс в передовых и межгорных прогибах.

При конвергенции неоднородных по своему строению литосферных плит, состоящих из континентальных и океанских частей, а также при взаимодействии континентальной окраины с несколькими разными плитами и микроплитами, наблюдаются переходы по простиранию от зон коллизии к зонам субдукции или наоборот. Примером может служить рассмотренное выше продолжение Тиморской коллизионной системы Зондской субдукционной. Последняя, в свою очередь, переходит далее, в северном направлении в Индо-Бирманскую коллизионную систему. Зона субдукции Мекран (см. рис. 5.1) продолжается коллизионным орогеном Загроса. Наблюдаемая в Динаридах—Эллинидах коллизия с Адриатическим микроконтинентом сменяется восточнее субдукцией дна Средиземного моря под Критскую дугу. Подобным же образом между складчатыми системами Апеннин и Магрибид, где со стороны форланда подходит дно Ионического бассейна, коллизия сменяется субдукцией и развивается Калабрийская вулканическая дуга.

●

ГЛАВА 7
ВНУТРИПЛИТНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

7.1. Современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности

Проявления эти достаточно многообразны. К ним относятся прежде всего современные вертикальные движения земной коры, которые наблюдаются повсеместно, хотя их скорость и невелика — первые миллиметры в год. Относительные горизонтальные движения вне подвижных поясов проявляются лишь в форме раздвига в рифтовых зонах, например в Восточно-Африканской рифтовой системе и особенно в ее северном, Афарском, звене. На обширных пространствах вне рифтовых зон, например в платформенной части Северной Америки, космогеодезические измерения не обнаружили следов дифференциальных горизонтальных движений — эти части литосферных плит движутся как одно целое.

Вместе с тем внутренние части плит повсеместно, очевидно за исключением рифтовых зон, испытывают напряжения сжатия, как показали измерения в скважинах, определения фокальных механизмов землетрясений и другие наблюдения. Векторы этих напряжений ориентированы либо перпендикулярно ближайшим осям спрединга, например в Скандинавии срединным хребтам Норвежско-Гренландского бассейна, либо перпендикулярно фронту складчатых горных сооружений, например Альпийской дуге в Западной Европе. Это совершенно определенно указывает на источник напряжений: в первом случае — зоны спрединга и отталки-

вания литосферных плит от оси хребта, во втором случае — зоны коллизии, т. е. столкновения литосферных плит. Аналогичные данные получены относительно океанских плит, где источником сведений являются определения механизмов изредка происходящих здесь землетрясений. Наглядное свидетельство деформаций сжатия в пределах этих плит — обнаруженные в северо-восточной части Индийского океана, на широте о. Шри-Ланка, складчато-разрывные дислокации. Надвиговые или раздвиговые дислокации наблюдаются вдоль трансформных разломов, например надвиги на банке Горриндж в Центральной Атлантике, близ берегов Португалии или южнее, на о-вах Зеленого Мыса. На сейсмических профилях через абиссальные равнины в акустическом фундаменте, т. е. в породах консолидированной части океанской коры, часто видны либо листрические сбросы, либо надвиги. (О более крупных проявлениях внутриплитных деформаций см. 7.2).

Внутренние части литосферных плит, по определению, должны рассматриваться как асейсмичные. Между тем это не вполне соответствует действительности. Слабые сейсмические толчки происходят практически повсеместно, но и более значительные землетрясения, с магнитудой до 5—6 и иногда больше, не столь уж редки. В основном они приурочены к рифтовым зонам, в частности к Восточно-Африканской рифтовой системе. В последние годы привлекла к себе внимание сейсмическая зона в восточной части США и Канады, протягивающаяся параллельно Аппалачской складчатой системе к западу от нее и достигающая низовья р. Миссисипи. В этой зоне в 1811—1812 гг. произошли Нью-Мадридские землетрясения, а недавно в ее северном конце — землетрясение в Канаде. Зона следует вдоль рифтовой системы, активной в мезозое, а механизм современных землетрясений указывает на сдвиговые смещения. Упомянем еще катастрофическое землетрясение 1976 г. в Восточном Китае и недавнее — в районе Каира в Северной Африке, связанное с Суэцким рифтом.

Определенную сейсмичность обнаруживают пассивные окраины континентов. На юго-западной окраине Европы в 1755 г. произошло катастрофическое Лиссабонское землетрясение, на западной окраине Индостана к югу от Бомбея в 1967 г. — землетрясение в Койне. Эти и другие подобные землетрясения связаны с подвижками вдоль продольных по отношению к окраине (Койна) или поперечных (Агадир) разломов.

Отнюдь не лишены внутренние части плит и проявлений вулканизма. Наиболее значительные из них связаны с рифтовыми системами. В Восточно-Африканской рифтовой системе находятся такие крупные стратовулканы, как Кения, Килиманджаро и Эльгон, в Западной Африке — вулкан Камерун и другие вулканические центры, а на продолжении «линии Камеруна» в Атлантике — ряд вулканических островов — Фернандо-По (ныне о. Биоко) и др. Проявления молодого вулканизма известны в Африке и севернее Камеруна — на юге Марокко (Сируа в Антиатласе), Алжира (массив Ахаггар) и Ливии (массив Тибести). Значительный

вулканизм характеризует Западно-Европейскую рифтовую систему на протяжении от Рейнских Сланцевых гор и Верхнерейнского грабена до Тунисского пролива, включая Центральный Французский массив с его многочисленными недавно потухшими вулканами и следами поствулканической деятельности. В Азии проявления молодого вулканизма наблюдаются в Байкальской рифтовой системе, а также на Чукотке (Анюйские вулканы), в Тибете. В Антарктиде расположены крупные вулканы Эребус и Террор. В Северной Америке молодой вулканизм свойствен Кордильерам, в том числе их восточной части в пределах США — рифту Рио-Гранде, району Йеллоустонского парка, где его можно отнести к внутриплитным явлениям, в отличие от вулканизма Каскадных гор и Южной Аляски, тяготеющего уже к западному ограничению Северо-Американской литосферной плиты.

Внутриплитный вулканизм еще более широко проявлен в океанских бассейнах. Наиболее эффектными его выражениями являются вулканы Канарских островов — Тенерифе и др. — и продолжения «линии Камеруна» в Атлантике, вулканические острова Реюньон и Маврикий в Индийском океане, многочисленные островные вулканы в Тихом океане, в том числе Гавайи, Галапагос, Таити и многие другие. Но еще более многочисленны подводные вулканы, особенно в Тихом океане.

Практически все продукты внутриплитных вулканических извержений принадлежат щелочно-базальтовой формации, различным ее дериватам вплоть до кислых. Сами эти извержения связывают с активностью мантийных струй («плюмов»), порождающих «горячие точки», о которых уже шла речь в гл. 3.

Приведенные данные показывают, что внутренние части литосферных плит лишь в самом первом приближении могут рассматриваться как лишенные проявлений современных и молодых движений, вертикальных и горизонтальных, сейсмичности и вулканизма. Конечно, масштаб этих проявлений неизмеримо меньше, чем приуроченных к границам плит, но сами по себе они достаточно важны, в частности потому, что могут иметь катастрофические последствия, — вспомним Лиссабонское землетрясение и недавнее извержение углекислого газа на оз. Ниос, расположенном на «линии Камеруна».

7.2. Основные типы внутриплитных дислокаций

Планетарная трещиноватость. Наиболее универсальным, повсеместно распространенным типом внутриплитных дислокаций является трещиноватость. Она наблюдается во всех горных породах, независимо от их возраста и литологического состава, но в наиболее «чистом» виде, не искаженном другими деформациями, — в отложениях платформенного (плитного) чехла. Лучше всего ее можно наблюдать в карьерах. Мощным средством изучения планетарной трещиноватости оказались космические сним-

ки, по данным дешифрирования которых составлены карты трещиноватости крупных регионов, например Эгейского, и целых стран, например всей Франции. Давно замечено, что именно трещиноватость горных пород предопределяет рисунок речной и овражной сети, а значит, и водораздельных гряд, и даже ледниковый рельеф областей древнего материкового оледенения контролируется ею (наблюдения А. И. Васильчук в Прионежье). Именно через рельеф и связанный с составом пород растительный покров трещиноватость главным образом и проявляется на космоснимках.

Статистическая обработка материалов показывает, что в своей ориентировке трещиноватость подчиняется определенной закономерности — лучи на розах-диаграммах отвечают трем парам сопряженных систем, из которых одна следует вдоль широт и меридианов и именуется ортогональной, а две других занимают диагональное положение: 300—120° и 330—150°. Эта закономерная ориентировка относительно оси вращения Земли может объясняться лишь образованием трещиноватости и, как будет показано ниже, сети более крупных разломов вследствие напряжений, возникающих при изменении фигуры Земли, степени ее эллипсоидальности, при изменениях скорости ее вращения (чем больше эта скорость, тем земной шар более сплюснут, и наоборот). Но непосредственной причиной образования трещин служат диагенез и литификация осадочных пород и остывание магматических и метаморфических пород, происходящие в поле ротационных напряжений.

То обстоятельство, что планетарная трещиноватость сохраняет свою ориентировку, с небольшими вариациями, в породах самого разного возраста, говорит о большой устойчивости этой ориентировки, которая, казалось бы, трудно согласуется с изменчивостью положения литосферных плит, с их вращением по отношению к координатной сети земного шара. Аналогичное противоречие отмечается и для сети глубинных разломов (см. ниже). Наиболее просто это противоречие объясняет В. С. Буртман: уже существующая анизотропия делает энергетически более выгодным возобновление старых трещин и разломов по сравнению с заложением новых по новым направлениям, которые не могут отстоять от старых трещин больше чем на 15° (поскольку расстояние между основными системами трещин составляет 30°). Но при этом прежняя ортогональная система может стать диагональной и наоборот.

Линеаменты. Термин «линеамент» был введен в литературу американским геологом У. Хоббсом в 1911 г. первоначально для обозначения вытянутых по одному направлению элементов рельефа и структуры. В дальнейшем этот термин применялся довольно редко, преимущественно для протяженных зон разрывных нарушений (например, Урало-Оманский линеамент). Он получил новое значение и широкое применение с началом дешифрирования космоснимков. На них достаточно отчетливо проявлены широкие (ки-

лометры, первые десятки километров) и протяженные (многие сотни, нередко более тысячи километров) зоны концентрации трещин, разрывов, даек магматических пород, пересекающие как платформы, так и складчатые системы. Такие линеаментные зоны выделены на Русской плите (рис. 7.1). Установлены они и на Южно-Американской платформе, где один из них пересекает в северо-восточном направлении прибрежную позднедокембрийскую складчатую систему Рибейра и затем продолжается в глубь синеклизы Параны, подчеркиваясь роем даек и магнитными аномалиями.

Глубинные разломы. Начиная с 30-х годов нашего столетия исследователи стали обращать все большее внимание на существование разломов большой протяженности, длительного развития и большой глубины заложения, разделяющих разнородно построенные блоки земной коры. Впрочем, к этой категории можно отнести и намеченную еще в конце прошлого столетия А. П. Кар-

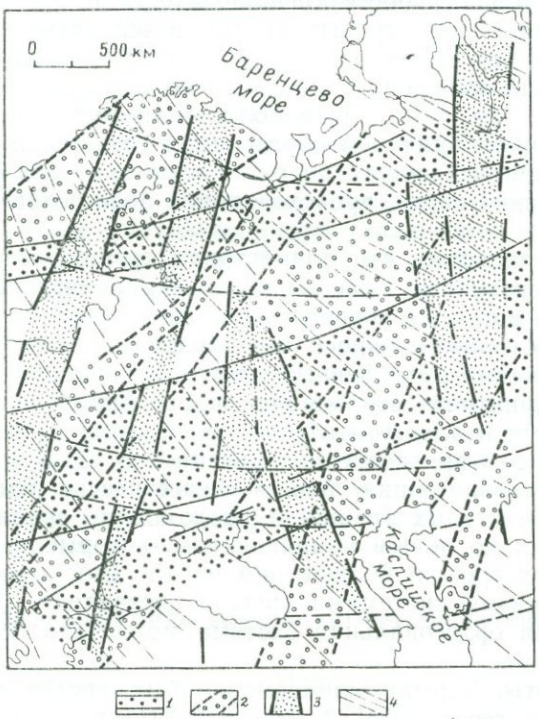


Рис. 7.1. Линеаментные зоны Восточно-Европейской платформы по результатам дешифрирования космических снимков и анализа топографических карт (А. И. Полетаев, 1986): *1—4* — зоны субширотного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания

пинским систему разрывных нарушений юга европейской части России, получившую в честь ее первооткрывателя название «линии Карпинского». В дальнейшем существование этой системы и ее большое значение было подтверждено В. Е. Хаиным, Н. Ю. Успенской и Р. Г. Гарецким, протянувшими ее далеко в Закаспий; Р. Г. Гарецкий назвал ее Сарматско-Туранским линеаментом. В 30-х годах текущего столетия была выявлена зона разрывных нарушений, отделяющая каледониды Северного от каледоно-герцинид Срединного Тянь-Шаня, названная линией Николаева, в честь крупного исследователя Тянь-Шаня В. А. Николаева. Позже были установлены Иртышская зона смятия на границе Рудного Алтая и Зайсанского прогиба (В. П. Нехорошев), крупная зона разрывов на Среднем Урале, термальная линия Копетдага (И. И. Никшич). В 1938 г. В. И. Попов обратил внимание на наличие в Тянь-Шане крупных продольных разломов длительного развития, разграничивающих разные фациальные области; он назвал их дискорданогенными. Но решающую роль в становлении учения о глубинных разломах и в дальнейшем его быстром развитии в нашей стране сыграло появление в 1945 г. статьи А. В. Пейве «Глубинные разломы в геосинклинальных областях», основанной на материале Тянь-Шаня и Урала.

В 40-е годы крупные разломы рассматриваемого типа стали привлекать к себе внимание и за рубежом, особенно в работах немецкого геолога Г. Клооса и швейцарского геолога Р. Зондера, хотя там для них не было предложено специального термина. Р. Зондер предложил термин «регматическая сеть» для совокупности различно ориентированных систем разломов земного шара.

А. В. Пейве в более поздних работах 50—60-х годов значительно расширил свои первоначальные представления о глубинных разломах, раскрыв их значение в унаследованном развитии тектонических структур и процессах магматизма. Существование глубинных разломов нашло определенное подтверждение при проведении профилей глубинного сейсмического зондирования, особенно через фундаменты древних платформ (работы украинских геофизиков В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова по югу Восточно-Европейской платформы в частности).

Учение о глубинных разломах приобрело особую популярность у металлогенистов (В. И. Смирнов и др.), поскольку создавало определенную основу для понимания закономерностей размещения рудных месторождений. Эту популярность оно сохраняет и в настоящее время (работы Е. А. Радкевич и др.). Особенно привлекательна для металлогенистов идея о длительном развитии глубинных разломов и их устойчивом расположении как каналов, связывающих верхние горизонты коры с мантийными глубинами — источниками рудоносных флюидов. Эта идея широко использовалась и для критики мобилизма.

Между тем учение о глубинных разломах нуждается в серьезном пересмотре с позиций тектоники плит, что мы и попытаем-

ся сделать в дальнейшем изложении. Но сначала напомним исходные определение и признаки, по которым устанавливаются или во всяком случае устанавливались глубинные разломы. По определению А. В. Пейве, глубинный разлом должен обладать тремя особенностями — планетарной протяженностью, значительной (подразумевается мантийной) глубиной заложения и большой длительностью развития. Позднее была отмечена и четвертая особенность глубинного разлома: он разделяет блоки земной коры, отличающиеся по своей структуре, тектоническому режиму и истории развития.

Первая из особенностей глубинных разломов — их протяженность — устанавливается по данным геологического картирования — сгущению параллельных разломов, повышению интенсивности складчатости, проявлениям основного и ультраосновного магматизма, динамометаморфизма (очень показательны зоны бластомилонитов), дешифрованию космических снимков, геофизическим данным, в частности по сочетанию «гравитационных ступеней» (резких перепадов значений силы тяжести) с линейными магнитными аномалиями, контакту блоков с разными простираниями и конфигурацией этих аномалий, данным ГСЗ о смещении поверхности Мохо, сгущению очагов землетрясений.

Вторая особенность — большая глубина заложения — наиболее объективно устанавливается по данным глубинного сейсмического зондирования (смещение поверхности Мохо), данным сейсмологии (очаги землетрясений), а также по присутствию основных и особенно ультраосновных магматитов.

Третья особенность — длительность развития — выявляется по резким различиям в фациальном характере и мощностях осадочных и вулканогенных толщ по обе стороны разлома, а также по продолжительности магматической деятельности вдоль линии этого разлома. Следует учитывать, что в активности разлома могут быть перерывы.

Четвертая особенность — различия в структуре и истории развития разделенных разломом блоков земной коры и литосферы — устанавливается как геологическими, так и геофизическими методами, о чем уже говорилось.

Приведенная характеристика глубинных разломов не вполне приложима к некоторым разрывным нарушениям, ранее рассматривавшимся как заведомо глубинные, например к краевым швам, по Н. С. Шатскому. Их расположение между континентальными платформами и внешними зонами складчатых сооружений, подстилаемыми той же континентальной консолидированной корой, показывает, что они занимают внутриплитное положение. Современные данные об их глубинном продолжении свидетельствуют, что это фронтальные пологие надвиги и шарьяжи материала внешних зон на смежную платформу. Это касается обоих примеров краевых швов, приведенных Шатским, — линии Логана (надвига Аппалачей на Канадский щит) и фронтального надвига Сканди-

навских каледонид на Балтийский щит. В последнем случае это выход на поверхность границы комплекса шарьяжных пластин, корни которого следует искать приблизительно в 300 км западнее в Норвежском море и который на всю эту ширину подстилается породами Балтийского щита. Таким образом, краевые швы платформ не могут рассматриваться как глубинные разломы; истинные ограничения платформ находятся в глубине смежных складчатых сооружений, в частности на границе их внешних и внутренних зон.

Однако и к отнесению таких разломов к категории глубинных надо подходить с осторожностью. Одним из типичных примеров глубинного разлома всегда считался Главный Уральский разлом — граница внешних и внутренних зон Урала, надвиг последних на первые, сопровождаемый на всем огромном протяжении от Полярного Урала до Мугоджар выходами основных и ультраосновных пород. Но и здесь приходится заметить, что надвиг этот на глубине выполаживается и его выход на поверхность заведомо может отстоять на значительное расстояние от глубинных корней. Далее, основные и ультраосновные магматиты, выступающие вдоль Главного Уральского разлома, не синхронны, а древнее времени его образования. Более того, в тылу Главного Уральского разлома, по другую сторону Тагильского и Магнитогорского «синклинориев», на поверхность выступают породы докембрийского кристаллического фундамента, которые могут представлять продолжение фундамента Восточно-Европейской платформы, отделенное Тагильско-Магнитогорской покровной синформой.

Таким образом, отнесение Главного Уральского разлома к глубинным, на первый взгляд очевидное, в действительности вызывает серьезные сомнения. Пример Главного Уральского разлома показывает, что краевые надвиги внутренних зон складчатых сооружений, даже если они включают основные и ультраосновные магматиты, нельзя автоматически зачислять в разряд глубинных разломов.

Понятию глубинных разломов полностью отвечают лишь так называемые сутуры, или швы, маркирующие зоны столкновения, коллизии литосферных плит. Это важнейшие элементы строения подвижных поясов. Их наиболее достоверным признаком является распространение офиолитов (т. е. древней коры океанского типа, обычно в виде меланжа), нередко испытавших метаморфизм высокого давления — низкой температуры (глаукофановые сланцы), который может затем смениться зеленосланцевым. Обычно это довольно крутые зоны, но нередко они обладают заметным наклоном. Швы эти разделяют крупные блоки коры и литосферы, иногда именуемые *геоблоками* (Л. И. Красный), резко отличающиеся по структуре и истории развития. Эти различия могут служить основанием для установления (хотя бы предположительного) сутур даже там, где отсутствуют выходы офиолитового меланжа и глаукофановых сланцев. По-видимому, эти образования здесь субдуцированы на недоступную наблюдению глубину. Заключи-

тельные движения в зонах сутур ориентированы в основном вертикально и нередко носят сдвиговый характер; часто это пластичные, или вязкие, сдвиги, подчеркиваемые полосами развития бластомилонитов, как в китайском хребте Циньлин. Но несколько ранее из этих зон могут оказаться выжатыми офиолитовые пластины, наползающие в виде шарьяжей на смежные континентальные блоки в одну сторону, как в зоне Инда — Цангпо в Гималаях, или в обе стороны, как в Севано-Зангезурской зоне на Малом Кавказе и на ее западном продолжении в Анатолии.

В дальнейшей своей истории сутуры вместе с разграничивающими их блоками могут войти в состав фундамента платформ, превращаясь тем самым из межплитных во внутриплитные структуры, и в пределах плит скрыться под осадочным чехлом. В этом случае прослеживание сутур осуществляется геофизическими методами — сейсмическими (ГСЗ), магнитометрическими (линейные магнитные аномалии) и др. Наиболее древние сутуры имеют позднеархейский — раннепротерозойский возраст; примером могут служить Криворожский разлом Украинского щита, разделяющий Кировоградский и Среднеприднепровский архейские блоки; Ботническо-Ладожская зона разломов на Балтийском щите между Свекофеннским и Карельским блоками; Становая зона на Алдано-Становом щите и др. К числу более молодых сутур относятся линия Николаева и Южно-Ферганская зона разломов в Тянь-Шане, Периадриатическая зона в Альпах и др. В некоторых случаях определение истинного положения сутурной зоны затруднительно, например на Урале, где она должна проходить где-то на его восточном склоне, или в герцинской структуре Большого Кавказа.

Древние, в том числе погребенные, сутуры образуют ослабленные зоны в литосфере внутренних частей континентов, и вдоль них нередко происходит разрядка внутриплитных напряжений и возникают разного рода дислокации. В общем сутуры — важнейшие элементы строения не только подвижных поясов, как было указано выше, но и континентов в целом, и с их выделения должно начинаться тектоническое районирование при составлении тектонических карт.

В строении складчатых поясов и образующихся на их месте платформ, точнее их фундамента, в том или ином виде могут сохраняться следы крупнейших трансформных разломов, существовавших на доорогенном этапе их развития. Такие поперечные зоны намечаются, например, в Северо-Американских Кордильерах, на продолжении гигантских трансформных разломов северо-восточной части Тихого океана — Мендосино и др.

Вопреки тому, что казалось естественным ожидать, многие крупнейшие сдвиги, образующиеся на поздних стадиях развития подвижных поясов, такие как Сан-Андреас в Калифорнии или Таласо-Ферганский в Тянь-Шане, вряд ли могут рассматриваться как настоящие глубинные разломы. Данные по сейсмичности показывают, что все очаги землетрясений находятся в верхней ко-

ре на глубине до 10—15 км. По-видимому, эти сдвиги затрагивают лишь верхнюю кору, которая здесь могла отслоиться от остальной литосферы. Таким образом, существование глубинных сдвигов, кроме тех, которые связаны с сутурами, вызывает сомнения. В этом случае нарушается та корреляция между длиной разлома и глубиной его проникновения в литосферу, которая была установлена С. И. Шерманом.

Тем не менее крупные, планетарного масштаба сдвиги остаются важными внутриплитными структурами (рис. 7.2). Их протяженность может превышать 1000 км, а амплитуда достигает сотен километров: сдвиг Таньлу в Восточном Китае 550 км (по некоторым данным значительно больше), сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии 580 км, Таласо-Ферганский и Центральный Сихотэ-Алинский сдвиги порядка 200 км и т. д. Скорость смещения вдоль сдвигов

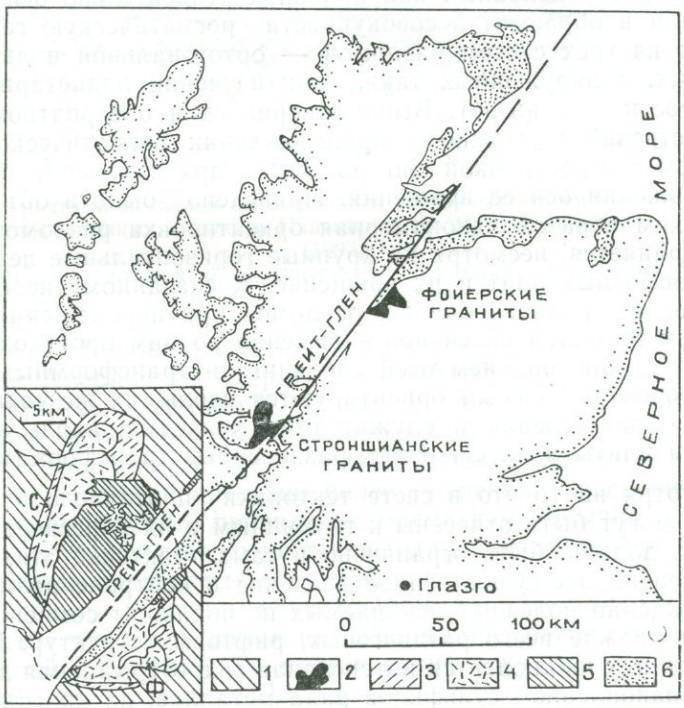


Рис. 7.2. Разлом Грейт-Глен в Шотландии — палеозойский сдвиг. Пересек многофазный массив каледонских гранитоидов (см. реконструкцию на врезке) и сместил две его части более чем на 100 км, где они известны под названием Стронширских (С) и Фойерских (Ф) гранитов. По У. Кеннеди (1951), с изменениями:

1 — метаморфические сланцы серии Мойн, протерозой; *2—5*— каледонские гранитоиды: без расчленения (*2*), тоналиты (*3*), порфировидные гранодиориты (*4*), мелкозернистые биотитовые граниты (*5*); *6* — песчаники девона (олдред), перекрывающие гранитонды

может превышать 1 см/год, а при сейсмических толчках достигает нескольких метров, иногда более 10 м.

К разряду глубинных разломов-раздвигов могут быть отнесены образующиеся позднее континентальные рифтовые системы, учитывая их протяженность, длительность развития (нередко с большими перерывами) и проявления базальтового и щелочно-базальтового, а иногда и ультраосновного магматизма. В своем дальнейшем развитии они могут перерождаться в дивергентные границы плит, что мы и видим на примере Восточно-Африканской рифтовой системы, развитие которой уже привело к откалыванию Аравийской плиты и ведет в настоящее время к откалыванию Сомалийской плиты от Африканской.

Уже почти полвека назад, как указывалось выше, Р. Зондер в 1948 г. обратил внимание на то, что глубинные разломы ориентированы в определенных направлениях относительно оси вращения Земли и образуют в совокупности регматическую сеть, состоящую из трех систем разломов — ортогональной и двух диагональных, обнаруженных также при изучении планетарной трещиноватости (см. выше). Выше говорилось и о вероятном (если не единственно возможном) происхождении регматической сети, связанном с перестройкой фигуры Земли при изменении скорости или положения оси ее вращения. Приведено было и объяснение того, каким образом закономерная ориентировка разломов и трещин сохраняется, несмотря на крупные горизонтальные перемещения литосферных плит и их вращение. К сказанному необходимо добавить, что роль глубинных разломов при перемещениях плит отнюдь не является пассивной — именно по ним происходит раскол плит с образованием осей спрединга и трансформных разломов, которые тем самым ориентируются вдоль тех же «сакраментальных» направлений и служат теми рельсами, вдоль которых движутся плиты и их сегменты, разделенные трансформами.

Несмотря на то что в свете тектоники плит число разломов, которые могут быть отнесены к глубинным в их классическом понимании, должно быть ограничено и сама трактовка этих разломов изменена, их существенное значение в контроле размещения месторождений полезных ископаемых не подлежит сомнению. Это касается прежде всего раздвиговых, рифтовых структур. В океанах вдоль них наблюдается интенсивная гидротермальная деятельность с накоплением сульфидов ряда металлов, на континентах с рифтами также бывают связаны месторождения свинца, цинка, а главное, здесь над рифтами развиваются осадочные бассейны, в которых и образуются залежи нефти и газа. В сутурных зонах континентов в связи с присутствием гипербазитов и габбро встречаются месторождения хромитов, платины, асбеста и некоторые другие. В ослабленных зонах над сутурами в фундаменте древних платформ, особенно на их пересечениях, размещаются алмазоносные кимберлитовые трубки и т. д. Подробнее обо всем этом будет сказано в следующих главах.

Внутриплитные зоны складчатых дислокаций. Наряду с крупными складчатыми поясами, которые формируются на границах плит, существуют внутриплитные складчатые зоны, примеры которых достаточно многочисленны на всех материках и начинают обнаруживаться в океанах (в частности, Индийском — см. выше). В Европе можно отметить Кельтиберийские цепи в Испании, Куявско-Поморскую зону в Польше, в Азии — зону Пальмирид на Аравийском полуострове (рис. 7.3), Горный Мангышлак в Закаспии,

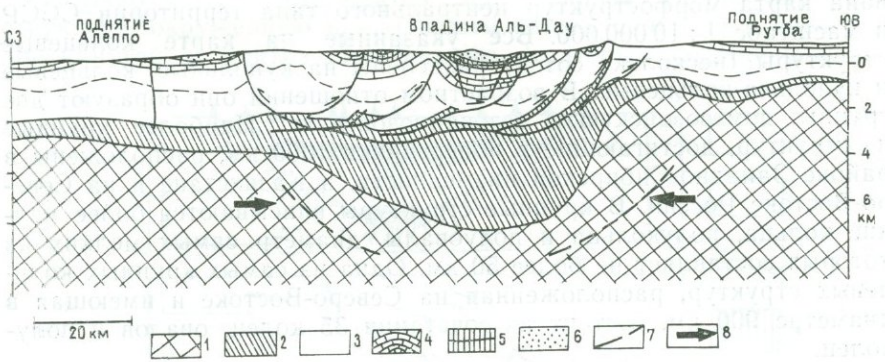


Рис. 7.3. Вероятный механизм формирования сорванных относительно фундамента складчато-разрывных структур Пальмирид. По М. Л. Коппу и Ю. Г. Леонову (1993):
1 — докембрий—палеозой; *2* — триас—юра, включая эвапориты; *3* — мел; *4* — палеоген; *5* — миоцен; *6* — плиоцен—квартер; *7* — разрывы; *8* — сжатие

в Африке — Высокий, Средний и Сахарский Атлас, зону Угарта, в Южной Америке — Сьерры Буэнос-Айреса, в Антарктиде — горы Элсуэрта, в Австралии — зону Амадиес, в Северной Америке — горы Ричардсона. Протяженность таких складчатых зон составляет сотни километров, ширина — многие десятки километров, складчатость значительно более умеренная по сравнению со складчатыми поясами, проявления магматизма обычно отсутствуют. Три обстоятельства существенны для понимания происхождения подобных складчатых зон: они, как правило, образуются над более древними рифтами, простираются параллельно ближайшим складчатым поясам, а время их деформации совпадает с эпохами деформаций последних. Во многих таких зонах в основании разреза залегают эвапориты. Довольно очевидно, что складчатые деформации обязаны напряжениям сжатия, исходящим из коллизионных орогенов, а локализация этих деформаций в ранее ослабленных зонах с утоненной литосферой, особенно с развитием эвапоритов, представляется вполне естественной.

Наиболее внушительным проявлением внутриплитной тектоники служит продолжающееся и в современную эпоху формирование крупных внутриконтинентальных орогенов, в первую очередь Центральноазиатского. Вопрос об их структуре, истории и происхождении выделен нами в специальную главу.

7.3. Кольцевые структуры и их природа

Развитие космической геологии вызвало повышенный интерес к этой категории внутриплитных структур, хотя уже достаточно давно было подмечено, что многие геологические образования, в том числе элементы тектонического строения и магматические тела, имеют округлую или овальную форму.

В 1975 г. В. М. Рыжовым и В. В. Соловьевым была опубликована карта морфоструктур центрального типа территории СССР в масштабе 1 : 10 000 000. Все указанные на карте кольцевые структуры (несколько сотен) разделены на купольные, кольцевые и купольно-кольцевые. В возрастном отношении они образуют две группы: домезозойскую и мезокайнозойскую. Наиболее крупные из структур, достигающие в поперечнике 1000 км, расположены в районе Западно-Сибирской низменности, в Казахстане и на Северо-Востоке России. В крупные структуры вписываются более мелкие кольца, полукольца и полуовалы, диаметр самых мелких из которых составляет не более 50 км. Одна из самых крупных кольцевых структур, расположенная на Северо-Востоке и имеющая в диаметре 900 км, состоит из сочетания 35 колец, овалов и полуколец.

На основании изучения кольцевых структур среди них выделяют несколько генетических типов. Наиболее распространены структуры магматогенного происхождения (вулканогенные, вулканоплутонические, плутонические), метаморфогенные (гранитогнейсовые купола), структуры, связанные с диапиризмом соленосных и глинистых толщ, льда, с грязе- и гидровулканизмом, взрывные структуры, структуры ударного (метеоритного) происхождения, сводовые поднятия и погружения (связанные главным образом с нарушением изостатического равновесия) и структуры, имеющие гетерогенное происхождение, так или иначе отраженные в расположении элементов рельефа земной поверхности.

Среди кольцевых структур присутствуют как положительные, так и отрицательные, однако этот признак не может быть основой их разделения, так как и те и другие могут возникнуть при одних и тех же процессах.

Учитывая, что многие из кольцевых структур охарактеризованы выше или ниже, здесь мы коснемся лишь метеоритных кратеров и структур, установленных на аэро- и космофотоснимках.

Метеоритные кратеры и астроблемы. К метеоритным кратерам и астроблемам [1] относят крупные понижения и котловины на поверхности Земли, образование которых связано с кратковременным воздействием мощных ударных волн, возбуждаемых падением на земную поверхность сравнительно крупных космических тел. Метеоритные кратеры и астроблемы известны на всех конти-

[1] Астроблема (греч. звездная рана) — термин, применяемый для структурных форм, утративших морфологические признаки кратеров. Обычно это глубокие части эродированных метеоритных кратеров.

нентах. Всего их насчитывается более 150, из них 40 — на территории Канады и 25 — на территории, входившей в СССР, но природа ряда из них спорна. Размеры метеоритных кратеров различны: от 25 м до 100 км и более. К настоящему времени установлено около 20 крупных структур этого рода с диаметром более 20 км. Из них семь находятся на территории бывшего СССР, в том числе и самая большая из известных — Попигайская астроблема (рис. 7.4).

Обычно метеоритный кратер представляет собой округлую структуру, окруженную приподнятым валом, а иногда и внешней, опрокинутой от центра синклиналью. Кратеры заполнены удар-

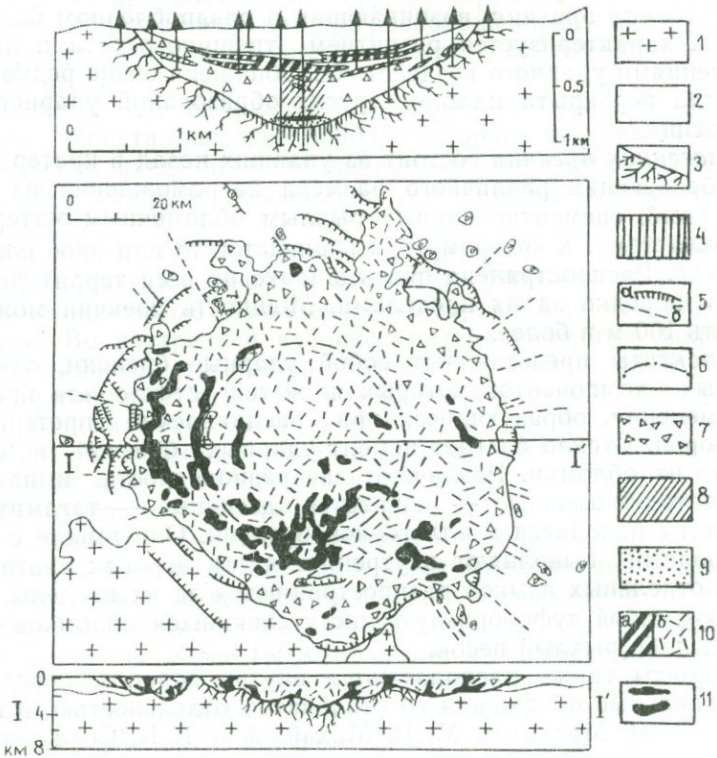


Рис. 7.4. Геологическое строение астроблем. Вверху — разрез палеозойского (414±20 млн лет) ударного кратера Брент на Канадском щите (по Р. Гриве и др., 1977, упрощено), внизу — карта и схематический разрез кайнозойского (39 млн лет) Попигайского ударного кратера на Анабарском щите (по В. Л. Масайтису и др., 1975). *I—I'*—линия разреза.

1 — кристаллические породы докембрия; *2* — докайнозойский осадочный чехол Анабарского щита и осадочное заполнение кратера Брент; *3* — брекчирование и катаклаз; *4* — ударно-метаморфизованные гнейсы; *5* — центробежные надвиги *(а)* и радиальные разрывы *(б)*; *6* — ось кольцевого поднятия; *7* — аллогенные брекчии; *8* — то же, с признаками ударного метаморфизма; *9* — базальный горизонт аллогенных брекчий; *10* — зювиты астроблемы Брент *(а)* и Попигайской *(б)*; *11* — застывшие импактные расплавы, в том числе тагамиты

ной брекчией, лежащей на расколотых и трещиноватых породах. В середине кратеров часто присутствует центральное поднятие, сложенное хаотической брекчией, состоящей из вынесенных наверх пород дна кратера. В астроблемах из-за позднейших разрушений, оползней, оплывин и эрозии некоторые из элементов строения кратеров могут быть выражены очень слабо или совсем отсутствовать. В связи с возникающими при ударе огромными давлением (до 100 ГПа) и температурой (до 2000°С) в метеоритных кратерах обнаружены минералы высокобарических фаз кремнезема (коэсит, стиповерит) и высокобарические фазы других соединений (рингвудит и жадеит), а также горные породы особого сложения и структуры. Среди последних обычны следующие.

Аутигенная брекчия, возникающая в раздробленном основании кратера, характеризуется развитием трещиноватости и другими проявлениями ударного воздействия. Обнажена очень редко и почти всегда перекрыта плащом других образований ударного происхождения.

Аллогенная брекчия состоит из упавших назад в кратер обломков, образующих различного размера нагромождения из осколков и глыб, сцементированных рыхлым обломочным материалом (коптокластом), к которому примешивается то или иное количество стекла. Распространена очень широко по всей территории кратеров и нередко за их пределами. Мощность брекчии может составлять 100 м и более.

Импактиты представляют собой ударные брекчии, одним из основных компонентов которых является стекло или продукты его изменения, образующиеся при расплавлении претерпевших удар пород. Стекло слагает цемент ударных брекчий и составляющие их обломки. Различают две разновидности импактитов: стекловато-обломочные — зювиты и массивные — тагамиты.

Зювиты находятся в аллогенной брекчии. Они вместе с другими породами выполняют внутренние части воронок кратеров и в виде отдельных языков распространяются за их пределы. Представляют собой туфообразную массу спекшихся обломков стекла и пород либо рыхлый песок.

Тагамиты также располагаются внутри воронок, нередко образуя скальные обнажения со столбчатой отдельностью. Как указывают В. Л. Масайтис, М. В. Михайлов и Т. В. Селивановская, тагамиты следует рассматривать как псевдомагматические образования. Они слагают неправильные пласто- и рукавообразные тела, залегающие на поверхности аутигенной брекчии в основании кратеров или над аллогенной брекчией и зювитами, а также дайки и жерловины в аутигенной брекчии и псевдопокровы. Представлены тагамиты однообразными пятнистыми породами с пористой, иногда пемзовидной текстурой, состоящими из обломков темно-серого или цветного стекла. Последнее имеет афанитовое строение и насыщено обломками пород и минералов.

Помимо специфических пород в метеоритных кратерах встречены образования с особым сложением, получившие название кону-

сов разрушения. Они представляют собой обломки или блоки горных пород с бороздчатой поверхностью в виде острых конусов, ориентированных вверх. Конусы разрушения известны в разных породах, но лучше выражены в известняках, образуя накладывающиеся друг на друга конусы и полуконусы различных размеров — от 1 до 12 м. Экспериментальные данные показывают, что конусы разрушения являются надежным свидетельством мощного удара.

Под воздействием ударной волны возникают также изменения в минералах и горных породах. В них понижаются показатели преломления и двупреломления, возникает ударное двойникование и ударный кливаж. Среди ударных структур наиболее полно исследованы Попигайский кратер, расположенный на севере Восточной Сибири, Аризонский кратер в Северной Америке и Рисский кратер на юге ФРГ.

Попигайский кратер находится на северной окраине Анабарского щита, кристаллические породы которого перекрыты чехлом протерозойских и кембрийских кварцитов, доломитов и известняков, а также пермских песчаников и алевролитов, включающих силлы долеритов.

По данным В. Л. Масайтиса, кратер представляет собой округлое понижение в рельефе глубиной до 200—400 м значительного диаметра, частью заполненное четвертичными песками и галечниками. Во внутренней воронке кратера находится кольцевое поднятие гнейсовой аутигенной брекчии диаметром 45 км, обладающее признаками ударного воздействия (конусы разрушения, стекла). Воронка заполнена зювитами, в которых заключены пластообразные и секущие тела тагамитов мощностью до нескольких десятков метров. Мощность импактитов в центральной части кратера достигает 2—2,5 км. Внешняя воронка образует кольцо 20—25 км шириной. Осадочные породы в ее бортах интенсивно деформированы, нарушены центробежными надвигами и радиальными разрывами с амплитудами смещения от метров до первых километров. Аллогенная брекчия, залегающая под импактитами, имеет мощность не менее 150 м и состоит из обломков и глыб разного размера и рыхлого коптокластического материала. Импактиты близки по химическому составу к гнейсам и состоят из стекла, обломков оплавленных гнейсов и их минералов. Из обломков такого же стекла, сцементированного тонкораздробленным стеклом с фрагментами пород и минералов, состоят зювиты и тагамиты.

Согласно расчетам, в эпицентре взрыва ударное давление достигало 10^5 Па, а температура — до 2000°. Возникавший в таких условиях при плавлении гнейсов импактный расплав растекался радиально с большой скоростью, образуя кольцевые гребни, а далее от центра— струи и потоки, перекрывающие бóльшую часть днища кратера. Образование центрального поднятия началось в момент взрыва и продолжалось в результате упругой отдачи уже после заполнения кратера. Образование Попигайского кратера произошло около 30 млн лет назад.

Меньшие по размерам, но близкие по строению метеоритные кратеры расположены на Балтийском щите (Янисъярви), на Русской плите (Пучеж-Катункский, Калужский), Пай-Хое (Карская астроблема), на Украинском щите (Ильинецкий, Гусевский, Каменский) и в других районах. Самый древний из них — Янисъярвинская астроблема — имеет возраст около 700 млн лет.

Аризонский кратер представляет собой чашеобразную впадину глубиной 180 м, диаметром 1,2 км, окруженную валом, на 30—60 м возвышающимся над окружающей равниной. Ударная брекчия на дне кратера состоит из перемешанных угловатых обломков песчаников пермского и триасового возраста величиной от долей миллиметра до 30 м. Все эти образования несогласно перекрыты плейстоценовыми и современными аллювиальными отложениями. Наклоненные и перевернутые слои песчаников нарушены множеством небольших, почти вертикальных разрывов с шарнирными смещениями. Мощность ударных брекчий в кратере достигает 100 м, а воздействие ударной волны на породы сказывается до глубины 170 м. Возраст кратера плиоценовый.

Помимо наземных наблюдений метеоритные кратеры и астроблемы изучаются с помощью аэрофотоснимков и космических снимков. В гравитационных полях над кратерами возникают отрицательные аномалии; наблюдаются также уменьшение скоростей сейсмических волн и пониженная магнитность пород.

В настоящее время обсуждается вопрос о возможном метеоритном происхождении крупной кольцевой структуры Садбери (Канада), заключающей основные породы и медно-никелевые месторождения.

Однако далеко не все исследователи признают ударное метеоритное происхождение многих описанных в качестве астроблем структур. Некоторые ученые, в частности П. Н. Кропоткин, приписывают этим структурам эндогенное, взрывное происхождение. Основной довод сторонников эндогенной, взрывной природы некоторых структур, описываемых другими исследователями в качестве астроблем, — их приуроченность к крупным закартированным разломам земной коры и особенно к их пересечениям, а также связь с этими разломами структур заведомо эндогенного происхождения. Наиболее яркий пример — ситуация в южной Германии, в районе Швабского Альба. Здесь на прямолинейном разломе протяженностью около 100 км расположены, с одной стороны кратеры Рис и Штейнхейм, с другой стороны поле вулканических взрывных трубок Урах.

Поэтому в спорных случаях достоверным доказательством именно импактного происхождения кратеров и их принадлежности к настоящим астроблемам служит обнаружение реликтов метеоритного вещества, обогащенность иридием, металлами платиновой группы, никелем, а также наличие шоковых минералов — пластинчатого кварца, коэсита, стишовита и других и конусов разрушения. Менее надежным признаком является распростране-

ние брекчий, трактуемых как ударные, но могущих иметь и взрывной генезис.

Кольцевые структуры отраженные на аэро- и космоснимках. При дешифрировании аэрофотоснимков на основании изучения рисунка элементов рельефа, фототона и других деталей изображения довольно уверенно выделяются многочисленные округлые, овальные или полуовальные структуры. Как указывает С. В. Порошин, наиболее часто встречаются кольцевые структуры с диаметром 6—7, 12—15, 23—25, 30—32, 90, 120 и 480—500 км[1]. Кольцевые структуры диаметром до 90 км в большинстве своем имеют, по-видимому, вулканоплутоническое происхождение. В отношении природы более крупных образований мнения различны.

Кольцевое строение вулканоплутонических структур обусловлено прежде всего округлыми очертаниями самих вулканических построек и расположением многих элементов рельефа вокруг центров извержений. В древних денудированных вулканах кольцевым строением обладают отпрепарированные экструзивные купола, некки, дугообразные и кольцевые дайки, радиальные и концентрические разломы, гребни вложенных куэст, ориентированные вдоль границ обрушения. Как считают А. И. Яковлев и Н. В. Скублова, появление округлых изображений может быть также связано с тепловыми аномалиями, в центре которых располагаются кратеры молодых потухших или проявляющих себя вулканов. Кольцевые формы создают и близко расположенные к поверхности, но не вскрытые денудацией гранитные плутоны, а также очень древние, раннепалеозойские и позднепротерозойские, сильно разрушенные вулканические постройки. Следует отметить сходство вулканоплутонических кольцевых структур с подобными образованиями других планет и в первую очередь Луны.

Происхождение кольцевых структур диаметром более 90 км пока еще недостаточно ясно. Почти все исследователи склоняются к мысли об их большой древности и зарождении на значительной глубине. Многие из кольцевых структур, установленные на древних щитах, связаны со складчатыми овалами и гранитогнейсовыми куполами, в понимании Л. И. Салопа. При образовании складчатых овалов происходило воздымание относительно легких сиалических ядер, в то время как в межовальных пространствах сохранились зеленокаменные пояса. На более поздних стадиях развития земной коры, начиная с позднего докембрия, поднимавшиеся легкие массы ремобилизованных под влиянием высокого теплового потока пород фундамента внедрялись в осадочные толщи протоплатформенного и платформенного чехла и формировались гранитогнейсовые купола. В относительно неизменном виде эти структуры сохранились в областях, не затронутых позднейшей складчатостью: на Алданском, Балтийском, Украинском и других щитах и массивах.

---

[1] Примерно такие же соотношения размеров диаметров у лунных кратеров.

О. Б. Гинтовым в северо-западной части Украинского щита по геологическим и геофизическим данным и С. В. Богдановой в Волго-Уральской области (Татарский свод) по данным бурения и геофизическим исследованиям установлено развитие округлых кольцевых структур, выраженных концентрическим расположением различных образований архейского и раннепротерозойского возраста, причем более молодые образования занимают центральную часть, а более древние — периферическую часть этих структур. По данным С. В. Богдановой, описанный ею купол имеет раннепротерозойский возраст. Между тем В. М. Моралев и М. З. Глуховский считают купольные структуры, выявленные ими на Алданском щите по космоснимкам, очень древними и усматривают в них реликты «лунной стадии» развития земной коры. В. В. Доливо-Добровольским и С. М. Стрельниковым высказано предположение о частичном или относительно полном подчинении контурам древних кольцевых структур более поздних прогибов и нижних горизонтов платформенных чехлов. Последние только прикрывают, но не скрывают структуры фундамента, проявляющиеся на поверхности Земли теми или иными признаками.

Не менее отчетливо на аэрофото- и космоснимках видны кольцевые и овальные структуры в областях погружения консолидированной земной коры. К ним относятся Трансильванская, Паннонская, Прикаспийская, Южно-Балхашская и другие впадины. Много данных также приведено на космотектонической карте Арало-Каспийского региона масштаба 1 : 2 500 000, составленной коллективом под руководством В. Н. Брюханова и И. А. Еременко. Размеры кольцевых и овальных структур на изученной территории различны — от 25 до 300 км в поперечнике. По мнению авторов карты, четкость и рельефность их изображения зависят не столько от фотографического «проникновения» на глубину, сколько от новейшей тектонической активности этих структур или их частей. В большинстве случаев на фотографиях земной поверхности улавливаются едва заметные унаследованные черты развития глубинных структур в течение новейшего времени. Просвечивание глубинного строения отмечалось лишь на тех участках, где чехол новейших отложений оказался маломощным. Многие из небольших по размерам округлых, овальных и удлиненных структур в Арало-Каспийском районе принадлежат соляным куполам. Более крупные структуры, по мнению авторов, связаны со сводовыми поднятиями в подсолевых горизонтах над выступами фундамента впадины.

Высказаны и более общие соображения о природе крупных и гигантских кольцевых структур. Так, А. И. Яковлев и Н. В. Скублова видят в них отражение глубинных «энергетических центров», расположенных в астеносфере, а сами структуры, по их мнению, представляют собой места прорыва в земную кору расплавленных

мантийных масс («горячие точки»). Еще дальше идет С. В. Порошин, полагая, что региональные кольцевые структуры являются одной из форм, отражающей всплывание и прорыв вещества глубинных оболочек Земли в вышележащие толщи. При этом большое значение имеют конвекционные токи в мантии и возможные перемещения подкорового материала. Появление овальных структур, по мнению С. В. Порошина, связано с последующим раздавливанием первичных кольцевых структур, максимальным в земной коре и затухающим с глубиной.

ЧАСТЬ III

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ГЛАВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЕДИНИЦ ЛИТОСФЕРЫ

ГЛАВА 8

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ЛИТОСФЕРЫ

Подобно тому как приходится по-разному подразделять тектоносферу в геологическом и чисто физическом (реологическом) смысле, с одной стороны, на кору и мантию, с другой стороны, на литосферу и астеносферу, для латерального подразделения литосферы также применяются две разные системы понятий: с одной стороны, литосферные плиты, с другой — континенты и океаны и их более мелкие подразделения. Именно это последнее деление нас и будет интересовать в данной главе.

Итак, в качестве структурных элементов литосферы первого порядка выступают океаны и континенты. Отличаются они прежде всего толщиной, строением и составом коры. Эти их особенности уже рассматривались в главе 2, но здесь приходится их напомнить. Кора океанов тонкая, всего 5—6 км, трехслойная: 1-й слой осадочный — глубоководные глинистые, кремнистые, карбонатные осадки мощностью до 1 км; 2-й слой базальтовый, с системой параллельных даек внизу; 3-й слой — габбро вверху, полосчатый габбро-ультрамафитовый комплекс внизу. Возраст коры современных океанов и глубоководных котловин окраинных морей — до 180 млн лет. Кора континентов толстая — до 70—75 км (35—40 км в среднем), тоже трехслойная: с верхним осадочным слоем, в котором практически нет глубоководных отложений, но широко развиты континентальные, средним — гранитогнейсовым и нижним гранулит-базитовым. Возраст пород континентальной коры близок к возрасту Земли — до 4,0 млрд лет. Существенно отличается в пределах океанов и континентов и мощность литосферы — в океанах до 80—100 км, на континентах до 150—200 км и, возможно, больше — до 400 км (Т. Джордан). Наблюдаются отличия и в составе литосферной мантии — под континентами она в основном деплетированная, под океаном деплетированная лишь в верхней части. Заметные отличия можно предполагать и для астеносферы — ее мощность под океанами значительно больше, а вязкость ниже, чем под континентами.

Выделяя континенты и океаны в качестве главных структурных единиц литосферы и всей тектоносферы, необходимо иметь в виду, что их геолого-геофизическое понимание отличается от чисто гео-

графического. К континентам по типу пород относятся также континентальные шельфы, местами, в особенности в Русской Арктике, достигающие ширины более 1000 км, краевые плато типа Иберийского, Квинслендского, Новозеландского и др., и микроконтиненты, такие как Мадагаскар, Роколл в Атлантическом океане и др. С другой стороны, корой океанского типа характеризуются глубоководные котловины окраинных и даже ряда внутренних морей, но последние входят в состав подвижных поясов. Кора переходного типа — субокеанская — подстилает зоны континентальных склонов и подножий. Кроме того, как отмечалось в гл. 2, в структуру континентов как бы вкраплены реликтовые микроокеаны — остатки древних океанских бассейнов, в которых океанская кора перекрыта исключительно мощным слоем осадков. Все это осложняет, но не отменяет принципиальные различия между океанами и континентами.

По тем же признакам — строению и составу коры и всей литосферы, а также по тектоническому режиму — эти единицы первого порядка подразделяются на единицы второго порядка — подвижные пояса и устойчивые площади. В океанах первые представлены срединно-океанскими хребтами, вторые — абиссальными равнинами[1], на континентах соответственно выделяются складчатые горные пояса — орогены — и платформы — кратоны. Кроме того, существуют подвижные пояса переходных зон между континентами и океанами — активных континентальных окраин. Противоположность активным окраинам составляют пассивные окраины, а наиболее резкая граница между областями развития континентальной и океанской коры наблюдается вдоль трансформных окраин.

В океанах абиссальные равнины занимают наибольшую площадь и являются тектонически наиболее спокойными их структурными элементами, практически почти асейсмичными и с ограниченным проявлением вулканизма. Поэтому их пытались называть океанскими плитами (но это создает путаницу с литосферными плитами) или талассократонами (Р. Фэйрбридж) по аналогии с континентальными кратонами, но сходство здесь лишь относительно и оба термина не получили распространения. Если все же применять для абиссальных равнин чисто тектонический термин, то наиболее предпочтительным представляется термин «талассоплен».

Абиссальные равнины отличаются однообразным строением, выдержанной мощностью коры, типично океанской, и плавным изменением мощности литосферы, возрастающей с увеличением возраста коры, т. е. в направлении континента. Аналогичное возрастание обнаруживает мощность осадочного слоя за счет появления более древних горизонтов. Из этих общих закономерностей выпадают участки внутриплитных поднятий и хребтов — струк-

[1] Напомним, что в отношении структурных элементов океанов привилась геоморфологическая терминология, ввиду достаточно полного соответствия рельефа и структуры.

турных элементов третьего порядка, о которых пойдет речь в гл. 10.

Другим структурным элементом океанов того же порядка, что и абиссальные равнины, являются срединно-океанские хребты — внутриокеанские подвижные пояса. Для них также предлагался специальный термин «георифтогеналь» (Г. Б. Удинцев), но и он не привился. Кроме того, морфологически выраженные рифты наблюдаются вдоль срединных хребтов далеко не повсеместно. Несомненно, однако, что существование этих хребтов обязано процессам современного и недавнего спрединга; они почти целиком вписываются в контуры линейной магнитной аномалии 14, отвечающей олигоцену. В отличие от абиссальных равнин и хребтов в их пределах срединные хребты на всем своем протяжении сейсмичны и вулканически активны.

В пределах континентов тектонически спокойные площади получили название платформ или кратонов. Оба термина имеют неоднозначное толкование. В зарубежной литературе предпочтением пользуется термин «кратон», но он применяется практически исключительно для единиц с древним, докембрийским фундаментом, т. е. древних платформ в обычном у нас в стране понимании. Термин «платформа» применяется для площадей, покрытых осадочным чехлом, т. е. плит платформ в нашей системе терминов. Но молодые платформы с этих позиций будут называться платформами и в западном смысле, так как они, за редким исключением (Центральноказахстанский и немногие другие массивы), всегда покрыты осадочным чехлом. В дальнейшем мы будем применять термины «древняя платформа» и «кратон» как синонимы.

Платформы, как и их абиссальные гомологи, практически асейсмичны и отличаются слабым проявлением магматической деятельности, за исключением вспышек базальтового вулканизма, создающих трапповые поля. Они характеризуются выдержанной мощностью коры и литосферы, причем мощность последней может вдвое или даже больше превышать максимальную мощность океанской литосферы. На отдельных участках, как отмечалось, консолидированная кора по сейсмическим параметрам близка к океанской, но она перекрывается мощным осадочным чехлом и ее суммарная мощность все равно оказывается близкой к нормальной для платформ мощности континентальной коры — 35—40 км.

Подвижные пояса континентов представлены внутриконтинентальными орогенами, известными еще как эпиплатформенные (С. С. Шульц), вторичные, дейтероорогены (К. В. Боголепов). Все эти названия связаны с тем, что исторически образованию этих орогенов, в отличие от первичных, о которых будет сказано ниже, предшествует платформенный этап развития. Внутриконтинентальные орогены обладают горным рельефом, в котором хребты чередуются с межгорными впадинами, а по высоте в общем не уступают высоте первичных орогенов. Кора вторичных орогенов относится к континентальному типу, но обладает почти вдвое боль-

шей мощностью, которая может достигать 70—75 км, но обычно порядка 50—60 км. Сейсмичность, как правило, высокая, но магматическая активность невелика и намного уступает таковой первичных орогенов, нередко проявляясь лишь в виде базальтовых излияний, а местами и вовсе отсутствуя. Наиболее ярким и типичным орогеном данного типа является Центральноазиатский, но бóльшая часть этих орогенов занимает периферическое по отношению к континентам положение.

Подвижные пояса, пограничные между континентами и океанами и отвечающие активным континентальным окраинам, подобно поясам периферии Тихого океана, или занимающие межконтинентальное положение, как современные Карибский, Индонезийский, Южноантильский (моря Скотия) регионы, прежде называли геосинклинальными или геосинклинально-орогенными, складчатыми геосинклинальными поясами, а в современной литературе — просто складчатыми или орогенными. Последние два термина неудобны, так как обычно далеко не вся площадь современных представителей этих поясов оказывается охваченной складчатостью и орогенезом; для древних поясов, закончивших свое активное развитие, эти термины вполне подходящи. Называя их орогенами, имеют в виду первичный (эпигеосинклинальный в прежней терминологии) орогенез, непосредственно сменящий режим преобладающих погружений и накопления морских осадков.

Термин «геосинклиналь» имеет долгую, более чем столетнюю историю и сложную судьбу. Он давно утратил свой первоначальный смысл синклинали, т. е. прогиба, линейного бассейна глобального масштаба, сначала заполняющегося осадками, а затем испытывающего складчатость и превращающегося в горное сооружение, ибо уже сам автор термина, американский геолог Дж. Дэна, показал, что рядом с подобным прогибом должно существовать поднятие, которые он назвал геоантиклиналью, а затем европейские, в том числе русские, геологи выяснили, что в подвижном поясе обычно присутствуют не один прогиб и не одно поднятие, и пытались исправить положение введением терминов «геосинклинальная система», «геосинклинальная область», наконец «геосинклинальный пояс». Положение усложнилось еще больше, когда обнаружилось, что в пределах геосинклинальных областей и поясов существуют более устойчивые глыбы, получившие название срединных массивов.

Однако, пожалуй, главным вопросом оказался вопрос о том, где находятся современные аналоги геосинклиналей. Мнения в этом отношении разделились. Американские геологи, опираясь на примеры Аппалачей — прототипа геосинклиналей — и Кордильер, усматривали такие аналоги в окраинах континентов — пассивных окраинах атлантического типа, как их теперь определяют. Часть европейских геологов видела современные аналоги геосинклиналей в океанах, в частности в Атлантическом с его тогда уже известным срединным хребтом, основываясь на распространении в геосинклиналях глубоководных осадков. Другая часть европей-

ских геологов обратила внимание в этом смысле на Индонезию и Антильско-Карибский регион, оказавшись ближе всех к истине. Но конкретных данных для сравнения обстановки подвижных поясов геологического прошлого с современными обстановками еще не было и учение о геосинклиналях развивалось в отрыве от знаний о современном строении коры и литосферы. Такие сведения появились лишь в 50—60-е годы, причем особенно большое значение имело установление сходства офиолитов, постоянно присутствующих в геосинклиналях, с корой океанского типа.

Теперь мы знаем, что ближайшими аналогами подвижных поясов данного типа в геологическом прошлом были активные окраины континентов и межконтинентальные пространства с их достаточно сложным строением, включающим элементы пассивных окраин, окраинные глубоководные моря, островные дуги с задуговыми, междуговыми и преддуговыми прогибами, глубоководные желоба (все это ранее описывалось как прогибы — частные геосинклинали и поднятия — геоантиклинали) и, наконец, микроконтиненты («срединные массивы»). Таким образом, появилась возможность перейти от абстрактной геосинклинальной терминологии к конкретной актуалистической интерпретации строения и развития подвижных поясов геосинклинального типа, в дальнейшем превращающихся в складчато-орогенные пояса.

По-иному следует смотреть на стадийность и направленность эволюции этих поясов, установленную учением о геосинклиналях (главным здесь теперь выступает преобразование тонкой океанской коры в толстую континентальную) и на разделение геосинклинальных систем на внешние амагматичные зоны — миогеосинклинали — и магматичные внутренние — эвгеосинклинали (Г. Штилле, М. Кэй), в действительности отвечающие: первые — пассивным континентальным окраинам, заложенным на континентальной коре, вторые — окраинным морям, островным дугам, глубоководным желобам, развивавшимся на коре океанского типа. И наконец, совсем по-другому приходится интерпретировать геодинамику эволюции подвижных поясов данного типа — вместо господствовавшего в последние десятилетия, до появления тектоники плит, фиксистского объяснения их развития только процессами в мантии, происходящими непосредственно в основании поясов без сколько-нибудь существенного растяжения и сжатия, ныне в качестве первопричины выступают перемещения литосферных плит глобального масштаба, вызывающие сначала растяжение и раздвиг — спрединг, а затем сжатие — конвергенцию и коллизию поясов со всеми сопутствующими явлениями — аккрецией, складчатостью, метаморфизмом, гранитизацией, горообразованием, которые и ведут к преобразованию океанской коры в континентальную.

Остается еще раз подчеркнуть, что подвижные пояса геосинклинально-орогенного типа обладают весьма изменчивыми вкрест их простирания мощностью, составом и строением коры — континентального типа на шельфе внешних окраин, переходного —

субокеанского типа — на склоне и подножии последних субокеанского и океанского — в котловинах окраинных морей, субконтинентального — в островных дугах и на внутренних склонах глубоководных желобов и, наконец, океанского — на внешних склонах последних.

Таковы основные типы структурных элементов коры и литосферы первого и второго порядков. В следующих главах мы перейдем к более подробному рассмотрению их внутреннего строения и развития, но предварительно, в гл. 9, остановимся на методах изучения этого развития, анализа тектонических движений и деформаций геологического прошлого.

ГЛАВА 9

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО (ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗЫ)

9.1. Анализ фаций и мощностей. Объемный метод

Анализ фаций. Под фациями понимают определенные типы осадочных пород, возникшие в определенных физико-географических условиях, например русловые пески, озерные известняки, прибрежные галечники и т. п. Иногда ограничиваются выделением литологических разностей пород независимо от их генезиса; они именуются литофациями. Анализ фаций широко применяется в палеогеографии, но имеет существенное значение и для палеотектоники, особенно в сочетании с анализом мощностей.

Как отмечалось в гл. 1, анализ фаций применим в двух аспектах — пространственном, когда изучается распределение фаций по площади для строго ограниченного стратиграфического интервала, и временно́м, когда исследуется смена фаций во времени в пределах ограниченного района, часто даже точки, где расположен обнаженный разрез или пробурена скважина. Большое значение для анализа фаций в последнее время приобрели данные сейсмостратиграфии, по которым выявляются фациальные изменения как в латеральном, так и в вертикальном направлениях.

Анализ распределения фаций по площади проводится с помощью специальных карт. Карты эти составляются по данным изучения разрезов как в естественных обнажениях, так и в буровых скважинах и, как только что отмечалось, на сейсмостратиграфических профилях. Наиболее обычный стратиграфический интервал — ярус, подъярус, реже более мелкие (микропалеонтологическая зона, горизонт, слой) или более крупные (отдел, система) подразделения. Примером мелкомасштабных карт фаций (и мощностей) могут служить карты «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» масштаба 1:7 500 000, изданного в 1967—1969 гг. Карты эти названы литолого-палеогеографическими, ибо в них

использованы две системы параллельных обозначений: литология показана штриховыми знаками, физико-географические условия — цветом. Подобные атласы изданы для США и Китая. На картах этих атласов еще не учитывались относительные горизонтальные перемещения, которые привели к совмещению фаций, ранее отложенных на том или ином расстоянии друг от друга, а в других случаях — к разъединению фаций, накопившихся по соседству друг с другом. Поэтому подобные карты сохраняют свое значение лишь для континентальных платформ и бывших пассивных окраин континентов. Примером атласа литолого-палеогеографических карт, составленного уже с учетом таких перемещений, может служить «Геологический атлас Центральной и Западной Европы», изданный П. А. Циглером в 1982 г. О методике построения подобных карт речь пойдет ниже.

Интерпретация карт фаций включает прежде всего выделение областей накопления осадков данного стратиграфического интервала и их отсутствия. Естественно, что области накопления осадков, если только речь не идет о субаэральных образованиях, должны рассматриваться как области тектонического опускания — абсолютного, если речь идет о нормальных морских осадках, или, возможно, относительного, если речь идет о субаквальных осадках ненормальной солености или озерного и аллювиально-озерного происхождения. В областях отсутствия осадков требуется выяснить, является ли это отсутствие первичным, т. е. данная область была в это время областью сноса и, следовательно, тектонического поднятия, или вторичным, результатом последующего размыва. Решить этот вопрос можно, анализируя фациальный состав осадков, обрамляющих область их отсутствия, и выясняя, есть ли в этом составе признаки сноса именно с этой области. Здесь в помощь таким макроскопическим признакам, как присутствие гальки или менее крупных обломков пород, сходных со слагающими эту область, может быть использовано присутствие характерных для нее минералов, в частности минералов метаморфических пород.

Признаками, указывающими на положение области сноса, являются также ориентировка косых слойков, струйчатых гиероглифов — слепков борозд подводного размыва и течения и особенно наклона клиноформ, отчетливо выступающих на сейсмостратиграфических профилях. Очень ценные данные доставляет изучение олистолитов — крупных глыб в олистостромах — продуктах оползания и обрушения берегов. Естественно, что отсутствие подобных признаков свидетельствует в пользу допущения последующего размыва.

Изучение состава (и мощности) осадков, обрамляющих область заведомого поднятия и размыва рассматриваемого геохронологического интервала, дает косвенные свидетельства интенсивности этого поднятия. Вполне очевидно, что чем грубее отложения, окаймляющие древнюю сушу, чем шире занимаемая ими полоса

и чем больше мощность грубо- и крупнообломочных образований, тем интенсивнее были восходящие движения суши.

Анализ распределения фаций в области накопления осадков служит источником материала и для других выводов. В принципе, чем более глубоководны осадки, тем больше была интенсивность тектонического погружения. Но судить об этом по составу осадков, как показывают современные данные, надо с большой осторожностью. Обычная схема изменения состава осадков от берега в глубь бассейна: галечник→гравий→песок→алеврит→глина→ →мергель→известняк→кремнистая порода — далеко не всегда выдерживается. У низких берегов грубообломочные осадки могут не отлагаться, и непосредственно у берега могут накапливаться пески, алевриты, глины и даже известняки-ракушечники; последнее характерно для областей аридного климата, например восточного побережья Каспийского моря, или для побережий, сложенных известняками; в последнем случае отлагаются обломочные известняки.

Деятельность приливно-отливных или вдольбереговых течений обусловливает накопление песков, а иногда и галечников не непосредственно у берега, а на определенном удалении от него, мористее глинистых осадков. Мутьевые потоки выносят песчаный или гравийный материал на большие глубины, вплоть до ложа океанов; их отложения обладают характерной градационной текстурой и называются *турбидитами* (англ. turbidity current — мутьевой поток). Присутствие турбидитов указывает на то, что бассейн имел значительную глубину, а его склоны отличались заметным уклоном. Вдоль подножий континентальных склонов действуют контурные течения, которые разносят обломочный материал, доставляемый мутьевыми потоками, в направлении, параллельном склону и берегу с образованием контуритов, также обладающих характерной тонкокосослойчатой текстурой. Вдоль североамериканской окраины Атлантики контурными течениями созданы крупные песчаные тела.

Наиболее резкая фациальная дифференциация отмечается при блоковом расчленении подводных окраин континентов — на поднятых блоках образуются рифовые массивы большой мощности, сопровождаемые по краям склоновыми брекчиями, в пределах опущенных блоков отлагаются глубоководные и маломощные слоистые известняки, мергели, глины, радиоляриты (триас Альп, Памира, пермь Предуральского прогиба, Западно-Техасского бассейна и др.). Для участков дна бассейна, испытывающих относительное поднятие, характерны еще горизонты конденсации осадков с накоплением галечников, концентрацией фосфоритовых конкреций и смешанной фауной нескольких смежных стратиграфических горизонтов. Такие образования носят название *хардграунд* (англ. hard ground — твердая почва), а их грубообломочные разности — *апикальные* (лат. apex — вершина) *конгломераты* (Б. А. Соколов).

Рост складок влияет на распределение фаций и в континентальных или паралических бассейнах: в первых угли более характерны для синклиналей, во вторых — для антиклиналей.

Особые типы отложений характерны для флексурно-разломных зон. К ним относятся, в частности, *барьерные рифы,* приуроченные, как правило, к зонам перегиба от шельфа к континентальному склону, где возникают особенно благоприятные условия для их развития (удаленность от берега, обеспечивающая чистоту воды; малая глубина; относительно быстрое опускание) (рис. 9.1). Также весьма примечательны олистостромы — подводно-оползневые или обвальные отложения с глыбами твердых пород — *олистолитами* или их пластинами — *олистоплаками* в глинисто-алевритовом заполнителе (матриксе). Они образуются в зонах активных разломов по периферии глубоководных бассейнов и во фронтальных частях движущихся шарьяжей.

О тектоническом режиме в областях древней суши позволяют судить ископаемые *коры выветривания.* Мощные коры могут возникнуть лишь в условиях длительного сохранения восходящих движений относительно небольшой интенсивности.

Различия в скорости погружения дна бассейна не только определяют степень площадной дифференцированности, ширину отдельных фациальных зон, но и отражаются на всем облике формирующихся отложений, степени их диа- и катагенетических из-

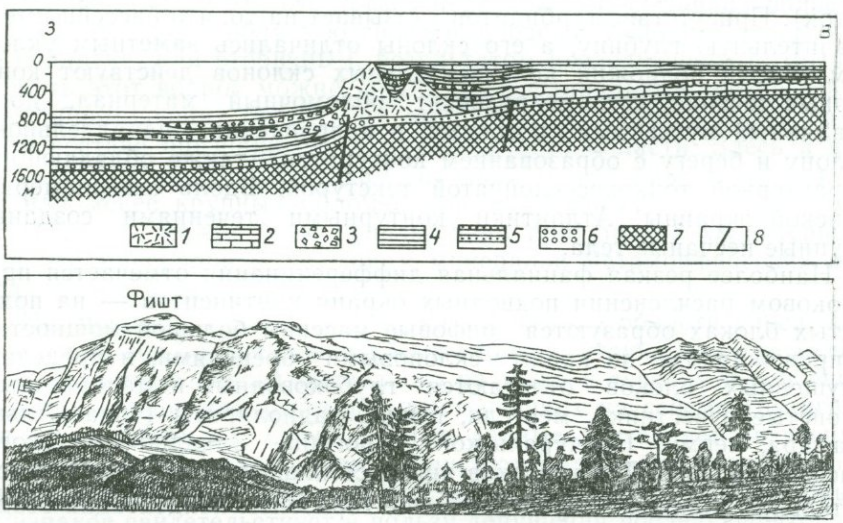


Рис. 9.1. Тектоническая приуроченность верхнеюрского барьерного рифа к краю флишевого бассейна в западной части Большого Кавказа (фациальный профиль). Внизу — один из массивов этого барьерного рифа и его соотношения со слоистыми известняками. По В. Е. Хаину, М. Г. Ломизе (1961):

1 — рифовые массивы; *2* — слоистые известняки (мелководные фации); *3* — известняковые брекчии (фация склонов и подножия рифов); *4* — флиш; *5* — лагунные песчано-глинистые отложения, в том числе гипсоносные; *6* — конгломераты; *7* — доверхнеюрские образования; *8* — конседиментационные разломы

менений. Быстрое погружение дна бассейна обеспечивает быстрое захоронение осадков при сравнительно недалеком переносе. Результатом является их слабая отсортированность, сохранение даже малоустойчивых минеральных видов и, в итоге, аркозовый или грауваккоый характер песчаных образований. Отложения обогащаются органическим веществом, не успевшим разложиться на поверхности дна и оказывающим восстановительное действие на железосодержащие минералы с образованием сульфидов и карбонатов железа, придающих породам темную окраску. Длительное интенсивное погружение ведет в конечном счете к глубоким катагенетическим изменениям пород, вплоть до метагенеза с появлением хлорита и мусковита. Напротив, при медленном погружении дна бассейна осадки вследствие длительного перемыва оказываются гранулометрически однородными, хорошо отсортированными, лишенными малостойких минералов и обогащенными кварцем, вплоть до образования чисто кварцевых песков и алевритов, а также наиболее устойчивыми тяжелыми минералами — цирконом, гранатами, рутилом, дистеном и др. Органическое вещество разрушается, а неустойчивые минералы подвергаются химическому изменению, в частности окислению, — образуются глауконит, закисные и окисные соединения железа, придающие породам зеленый или красный цвет.

Карты фаций могут использоваться также для определения величины *горизонтальных смещений по сдвигам*. Эта величина соответствует расстоянию между однотипными (изопическими) фациальными зонами, ныне разобщенными данным сдвигом. Примером может служить определение смещения по Таласо-Ферганскому сдвигу в Тянь-Шане (рис. 9.2). В случае другого крупного сдвига — Сан-Андреас в Калифорнии — для этой же цели

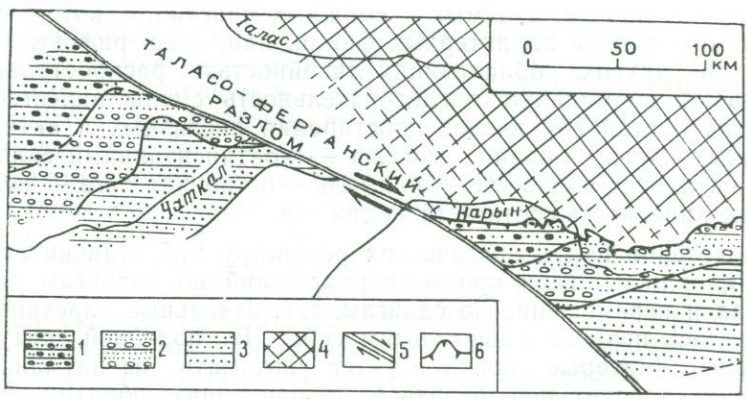


Рис. 9.2. Правосторонний сдвиг фациальных зон девона (живетского и франского ярусов) по пересекающему их Таласо-Ферганскому разлому, Тянь-Шань. По В. С. Буртману (1963), упрощено:
1—3 — фациальные зоны; *4* — область денудации; *5* — сдвиг; *6* — надвиг

использовано расположение миоценовых конгломератов и гранитного массива, служившего источником материала для их образования.

Анализ фаций помогает также определить амплитуду *смещений по крупным надвигам — шарьяжам*. Так, зоной «корней» известняковых покровов северного склона Восточных Альп считается зона развития сходных фаций триаса — неокома к югу от Инсубрийского (Периадриатического) разлома, между которыми развиты существенно иные фации; соответственно амплитуда перемещения этих шарьяжей оценивается минимум в 150 км.

Палинспастические реконструкции. В горных сооружениях шарьяжного строения, т. е. представляющих нагромождение надвинутых друг на друга тектонических пластин, для восстановления первичного расположения осадков в бассейне необходимо построение карт специального типа, получивших название *палинспастических*[1] (Дж. М. Кэй). Методика таких реконструкций излагалась Ч. Б. Борукаевым, С. В. Руженцевым, А. А. Беловым, О. А. Щербаковым, В. В. Юдиным. Принцип их заключается в раздвижении надвиговых пластин в направлении, обратном перемещению при надвигании, т. е. перпендикулярно простиранию надвигов, и их расположении рядом друг с другом (рис. 9.3). При этом желательно переместить пластины в область их «корней», если последние известны, что бывает, однако, не часто. Желательно также произвести распрямление складок в пределах пластин, что может привести к увеличению их ширины до 20—25%, но это практически необходимо лишь при относительно крупномасштабных реконструкциях (1:200 000 и крупнее). Затем составляются карты фаций, участвующих в строении надвиговых пластин отложений. Для этого необходимо произвести увязку фациальных зон, прослеживаемых в смежных пластинах, которую начинают с наиболее характерных фаций, например, рифовых, русловых и других, обладающих линейностью распространения. Учитывают нормальную последовательность смены палеогеографических обстановок вкрест простирания пассивных и активных континентальных окраин (шельф — континентальный склон — континентальное подножие — абиссаль — островная дуга — желоб), а также линейность соответствующих зон.

Проведение палинспастических реконструкций становится еще более сложным, если кроме перемещений по надвигам регион испытал и перемещение по сдвигам, т. е. отдельные пластины перемещались непараллельно самим себе. В подобной ситуации пластины (которые рекомендуется вырезать из ватмана или пластика) следует перемещать в направлениях, обратных предполагаемым смещениям, до совпадения геологических границ в пределах смежных пластин (метод аппликаций, по О. А. Щербакову). Другой метод (метод сдвижек) заключается в перемеще-

[1] От греческих слов «обратно» и «тяну».

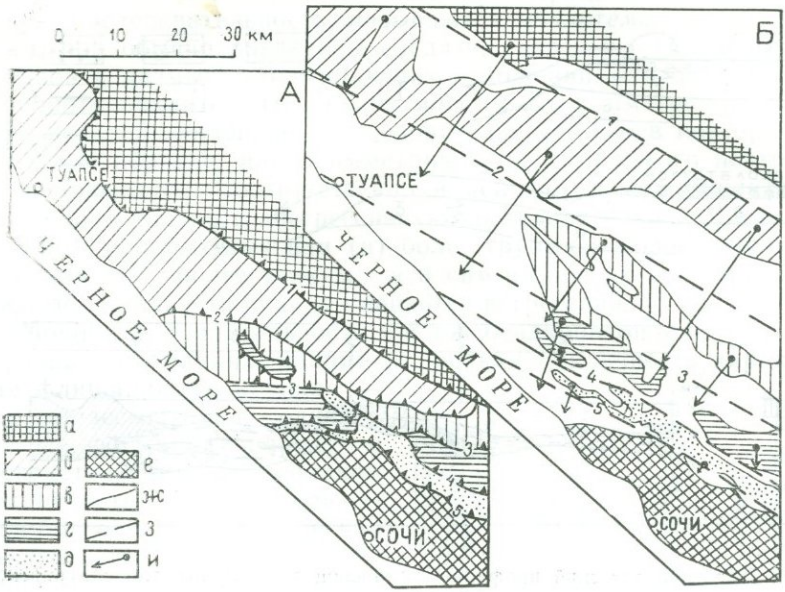


Рис. 9.3. Схема покровного строения юго-восточной части Новороссийского синклинория на Большом Кавказе *(А)* и палинспастическая реконструкция для этапа седиментации *(Б)*, по Ч. Б. Борукаеву (1970), упрощено:
1—5 — главные надвиги, соответствующие границам структурно-фациальных зон; *а, б, в, г, д, е* — структурно-фациальные комплексы поздней юры — палеогена; *ж* — главные надвиги (зубцы — в направлении аллохтона); *з* — приблизительное положение границ между структурно-фациальными зонами; *и* — векторы минимального смещения на этапе регионального сжатия

нии чистого листа кальки с последовательной фиксацией на нем первичного положения этих пластин.

Ценным дополнением к палинспастическим картам служат палинспастические профили, подобные построенным С. В. Руженцевым для Южного Урала (рис. 9.4).

Крупномасштабные горизонтальные перемещения могут быть установлены с помощью палеомагнетизма, но об этом подробнее будет сказано в конце данной главы.

Еще один аспект фациального анализа — *анализ смены фаций по вертикали,* т. е. во времени по разрезу, изученному в обнажениях или скважинах. Считается, что изменение характера осадков от континентальных к мелководно- и глубоководно-морским или наоборот свидетельствует об углублении или обмелении (осушении) бассейна и тем самым об усилении или ослаблении прогибания его дна. Однако последний вывод не может считаться обязательным, ибо трансгрессии и регрессии являются в большинстве случаев следствием эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Доказательством этого служит их проявление независимо от структурной дифференциации — расположения поднятий и

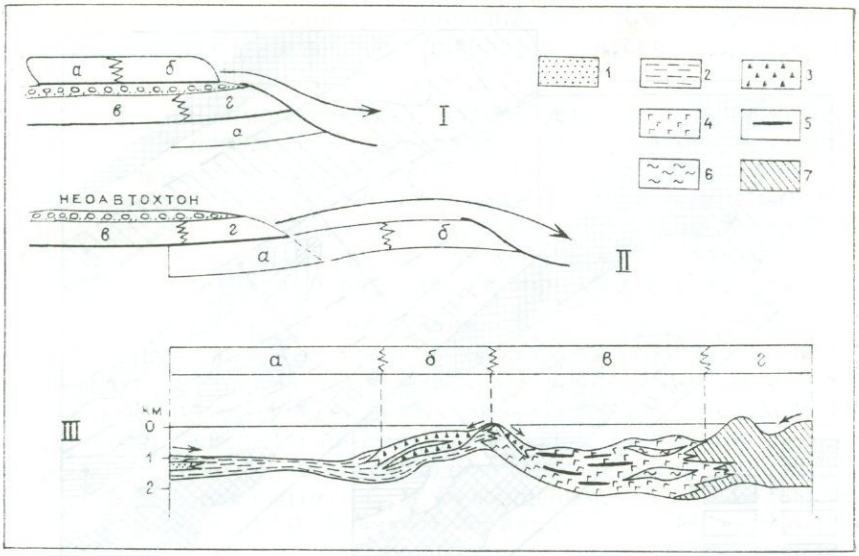


Рис. 9.4. Палинспастический профиль Сакмарской зоны Урала для силурийского времени:

I, *II* — последовательная реконструкция с учетом двух этапов шарьирования; *III* — восстановленный латеральный ряд фациальных комплексов (*а*, *б*, *в*, *г*), вне масштаба. По С. В. Руженцеву (1976), упрощено

1 — аргиллиты, алевролиты, песчаники; *2* — яшмы, туфосилициты; *3* — олистостромы; *4* — спилиты, диабазы; *5* — горизонты кремней; *6* — туфы и туффиты; *7* — вулканиты и экструзии кислого состава

прогибов. Лишь в случае их относительно локального проявления (регрессия на поднятиях, трансгрессии во впадинах) или в случае замкнутых, внутриматериковых бассейнов смену фаций можно интерпретировать как непосредственное отражение изменения знака и (или) скорости вертикальных движений.

Особую осторожность следует проявлять при интерпретации перерывов в осадконакоплении, ранее обычно рассматривавшихся как свидетельство поднятия данного участка выше уровня моря и его последующего опускания. В толще мелководных, шельфовых и склоновых осадков такие перерывы могут быть связаны со сползанием пакетов осадков вниз по континентальному склону, а среди глубоководных осадков — действием течений или следствием неотложения в результате растворения карбонатного материала. Подобные явления отмечены в очень многих скважинах глубоководного бурения.

Цикличность осадконакопления. Характерной особенностью строения многих, если не всех осадочных толщ (формаций), служит одинаковая повторяемость в их разрезе определенной последовательности пород (фаций), получившая название *цикличности*

или *ритмичности*[1]. Отдельные пачки пород, обнаруживающих такую последовательность, называются *циклотемами*, или *циклитами;* они обычно разделены следами перерыва в накоплении осадков и размыва подстилающих отложений, что обусловливает неполноту циклитов. Последние могут быть симметричными, если в их верхней половине последовательность слоев повторяется в обратном порядке, или асимметричными, если такого повторения не наблюдается. Соответственно в асимметричных циклитах мы наблюдаем только трансгрессивную последовательность осадков — от более мелководных или (и) более грубых к более глубоководным или (и) более тонким, а в симметричных трансгрессивная последовательность плавно сменяется регрессивной.

Мощность и длительность циклов осадконакопления различны в разных формациях, например мелкая цикличность характерна для флиша, более крупная — для молассы. Но в одной и той же формации наряду с господствующим порядком цикличности обычно наблюдается более долгопериодическая цикличность, причем циклы меньшей длительности выступают в качестве составных элементов циклов большей длительности (рис. 9.5). Продолжительность перерывов между циклитами, а также степень выраженности несогласий на их границах пропорциональны порядку циклов. Вместе с тем чем крупнее циклиты, тем симметричнее они построены, т. е. в них полнее представлена регрессивная последовательность осадков.

Каковы же причины цикличности разных порядков и какова среди них роль тектонического фактора? Проявлением наиболее короткопериодической цикличности служат ленточная слоистость озерных глин покровно-ледниковой формации и годичная слоистость соленосных толщ, обя-

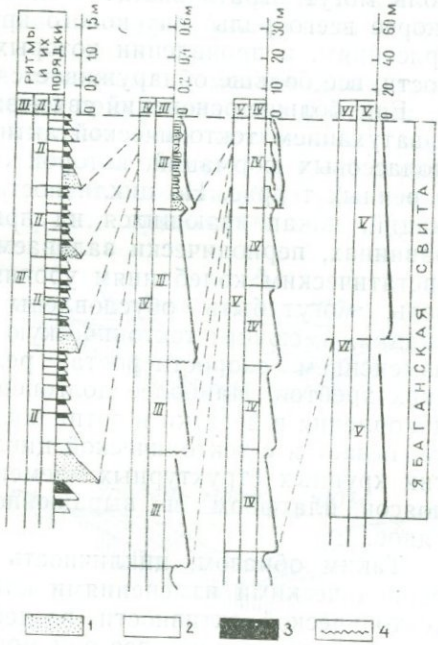


Рис. 9.5. Соотношение ритмов *I—VI* порядка в молассовой ябаганской свите ордовика, Горный Алтай (по И. А. Вылцану, упрощено):
1 — песчаники; *2* — песчанистые алевролиты и алевролиты; *3* — глинистые алевролиты; *4* — контакты с размывом

[1] Ритмичность — более узкое понятие, чем цикличность, ибо предполагает равную длительность накопления одинаковых последовательностей пород. Но есть основания считать, что циклы действительно имеют равную продолжительность.

занные своим возникновением смене времен года и дающие возможность определить абсолютную продолжительность накопления соответствующих толщ. Можно полагать, что следующие 2—3 порядка цикличности с периодичностью в десятки и сотни лет связаны с климатическими изменениями, с циклами солнечной активности. Начиная с цикличности флишевых формаций периодичностью в тысячи лет в действие вступает тектонический фактор. Но колебания тектонической активности Земли могут находиться в резонансной связи с периодичностью космических явлений. Флишевая цикличность связана с мутьевыми потоками, которые могут быть обусловлены накоплением на шельфе «критического объема» обломочного материала, обусловливающим его последующий срыв и образование мутьевого потока. Определенную, а по мнению некоторых исследователей (Ф. Р. Лихт) решающую, роль могут играть эвстатические колебания уровня океана. Но скорее всего роль «спускового крючка» тут принадлежит землетрясениям, в проявлении которых, как и вулканической деятельности, все больше обнаруживается эпизодичность.

Еще больше оснований связывать с периодическим оживлением и затуханием тектонической активности цикличность обломочных молассовых формаций, которой синхронно образование морских и речных террас. Но цикличность паралических угленосных формаций, накапливающихся на прибрежных аллювиально-озерных равнинах, периодически заливаемых морем, обязана, очевидно, эвстатическим колебаниям уровня моря. Последние, в свою очередь, могут быть обусловлены изменением емкости океанских впадин, имеющим тектоническую природу, а именно связанным с изменением скорости роста, рельефа и объема срединно-океанских хребтов. Наиболее долгопериодическая цикличность осадконакопления в десятки и сотни миллионов лет уже непосредственно увязывается с тектонической цикличностью, проявленной в развитии крупных структурных элементов земной коры — подвижных поясов, платформ и выраженной в повторении формационных рядов.

Таким образом, цикличность осадконакопления определяется периодическими изменениями климата, уровня Мирового океана, тектонической активности, воздействия физических полей околоземного космоса, но все они могут оказаться взаимосвязанными.

Анализ мощностей. Анализ распределения мощностей осадочных и вулканогенных толщ — один из важнейших методов палеотектонического анализа. Он проводится на основе составления карт линий равных мощностей, или изопах (изопахит); такие карты обычно совмещаются с картами фаций, исходным материалом служат разрезы в естественных обнажениях или скважинах. В нашей стране первые карты изопах были составлены В. В. Белоусовым, который и дал теоретическое обоснование данного метода. Позднее В. Е. Хаин, а также А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий пересмотрели некоторые выводы В. В. Белоусова.

В отличие от метода анализа фаций анализ мощностей позволяет дать в определенных условиях не только качественную, но и количественную оценку вертикальных движений. В мелководных, эпиконтинентальных морях и на шельфах подводных окраин континентов мощность осадков соответствует размеру тектонического погружения дна бассейнов. Объясняется это деятельностью волн, которая препятствует накоплению осадков выше определенного уровня — *профиля равновесия.* По достижении поверхностью осадков профиля равновесия их дальнейшее накопление невозможно без опускания дна бассейна, создающего дополнительное *пространство возможного осадконакопления.* Благодаря этому тектоническое погружение становится регулятором и мерой мощности осадков. Именно такое погружение создает возможность накопления столь мощных сугубо мелководных отложений, как угленосная толща карбона Донецкого бассейна (около 12 км) или нефтеносная продуктивная толща плиоцена Апшеронского полуострова (до 5 км).

Под действием описанного механизма в мелководных морях максимальная мощность отложений приурочена к их центральным частям, а в глубоководных, так называемых котловинных морях типа Черного или Японского, а также в океанах — к их периферии, точнее к континентальному подножию (рис. 9.6). Увеличение поступления обломочного материала приводит к наращиванию шельфа и его продвижению — *проградации* — в глубь бассейна. Это явление прекрасно выражено на сейсмостратиграфических профилях в виде клиноформ, в частности в неокоме Западной Сибири и олигоцен-миоцене Восточного Предкавказья. В центральных частях глубоководных бассейнов и особенно в открытом океане погружение опережает поступление с суши обломочного материала, это некомпенсированное погружение. Его признаком в разрезах древних бассейнов служит смена вверх по разрезу мелководных отложений все более глубоководными.

Обратное явление наблюдается в замкнутых или полузамкнутых эпиконтинентальных бассейнах. Здесь, особенно в заключительные фазы их развития, темп поступления обломочного материала превосходит скорость тектонечес-

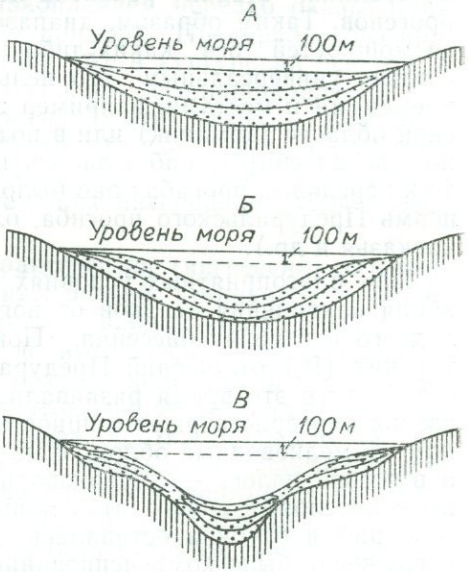


Рис. 9.6. Схема распределения мощностей:
А — в шельфовых морях; *Б* — в котловинных морях; *В* — в узких трогах с продольными течениями (течение направлено перпендикулярно рисунку)

кого погружения и он накапливается уже выше профиля равновесия; наступает избыточная компенсация, или перекомпенсация погружения накоплением. Ее признаком является смена вверх по разрезу более глубоководных отложений все более мелководными и, наконец, континентальными, что типично, в частности, для предгорных и межгорных прогибов.

Свидетельством точной компенсации погружения осадконакоплением служит однородный состав разреза, например мощные толщи песчаников или известняков либо переслаивание по всему разрезу нескольких близких по глубине отложения типов осадков (такое переслаивание связано с колебаниями уровня водоема). Косвенным доказательством соблюдения равновесия между погружением и осадконакоплением служит также сходство и даже тождество распределения мощностей разновозрастных осадков одного и того же прогиба, например палеозоя и мезозоя в Московской синеклизе с максимумом в центре впадины.

В условиях компенсированного погружения мощность осадков достаточно хорошо, нередко в пределах нескольких метров, соответствует размеру тектонического опускания. Такие условия характерны для платформенных областей, где глубины моря редко превышают 50 м, для внешних зон геосинклиналей (миогеосинклиналей), отвечавших шельфу континентальных окраин, срединных массивов (микроконтинентов) и для определенных, обычно средних, стадий развития передовых и межгорных прогибов орогенов. Таким образом, диапазон применимости метода анализа мощностей без каких-либо поправок достаточно велик, но считать универсальным его нельзя. Если на платформах лишь временами и местами, например в позднем девоне Волго-Уральской области (доманик) или в поздней юре Западной Сибири (баженовская свита), наблюдалось некомпенсированное погружение, то в передовых прогибах оно было более частым явлением (ранняя пермь Предуральского прогиба, олигоцен — ранний миоцен Предкавказья и др.).

При благоприятных условиях можно оценить и размер отставания накопления осадков от погружения, истинный размер последнего и глубину бассейна. Показателен пример сакмарско-артинских (P_1) отложений Предуральского прогиба. На западном его борту в это время развивались крупные рифовые массивы — звенья барьерного рифа мощностью до 1000 м и более, на восточном — мелководные обломочные образования близкой мощности, а в осевой полосе — глубоководные глинистые известняки и глины с прослоями спонголитов мощностью всего 200 м. Очевидно, в зоне рифов глубина оставалась неизменной и, следовательно, погружение было компенсированным и составило 1000 м. В осевой зоне, прогиба оно не могло быть меньше, а должно было быть больше, т. е. более 1000 м; из них только 200 м было компенсировано осадконакоплением, т. е. глубина бассейна была не менее 800 м. Аналогичные возможности вычисления палеоглубины бассейна представляет изучение клиноформных образований. Доста-

точно очевидно, что их верхняя поверхность должна соответствовать поверхности шельфа, а нижняя, т. е. подошва, — поверхности дна бассейна. В таком случае мощность комплекса клиноформных осадков, измеренная по вертикали, примерно равна глубине бассейна. Для Западно-Сибирского бассейна в конце юры — начале мела она должна была составлять около 300 м.

Таким образом, величина тектонического погружения в осевой, глубоководной части бассейна всегда должна была превосходить мощность мелководных осадков на его периферии. Если бы можно было во всех случаях точно определить начальную и конечную глубину бассейна по характеру осадков, истинный размер погружения было бы легко вычислить по формуле $x=h+(p_2-p_1)$, где h — мощность, p_1 — начальная и p_2 — конечная глубина бассейна. Аналогичная формула в случае избыточной компенсации $x=h-(p_1-p_2)$. К сожалению, точное определение палеоглубин бассейнов остается нерешенной задачей, особенно для больших глубин. Косвенными показателями являются: 1) состав и текстура осадочных пород; 2) состав минеральных новообразований (доломиты, фосфориты, глауконит и др.); 3) органические остатки. Минимальная оценка глубины бассейна возможна с учетом расстояния, на которое оказались перемещены олистолиты, принимая минимальный уклон, необходимый для этого, в 1—1,5°.

В бассейнах ограниченных размеров и особенно полузамкнутых недокомпенсация погружения накоплением нередко оказывается кратковременной. В приведенном примере Предуральского прогиба полная компенсация наступила уже в кунгурский век, когда образовавшееся пространство возможного осадконакопления было быстро заполнено толщей солей. В этих случаях суммарная мощность относительно крупных стратиграфических интервалов достаточно хорошо соответствует размеру тектонического погружения, в то время как для более узких интервалов наблюдаются существенные отклонения.

В условиях, когда морская трансгрессия (ингрессия) затопляет сильно расчлененный эрозионный рельеф, становится возможным пассивное заполнение осадками впадин этого рельефа, без тектонического прогибания, еще до выработки профиля равновесия. Ясно, что по мощности этих осадков нельзя судить о размере прогибания. В таких случаях избыток мощности осадков, выполняющих углубления древнего рельефа, против мощности на его выступах в точности соответствует размытой мощности подстилающих отложений, если подошва свиты, подвергшаяся размыву, параллельна кровле свиты, выполняющей углубления, а мощность осадков между этими двумя уровнями остается постоянной или испытывает лишь региональные изменения.

Несколько особый случай представляют крупные впадины, на какое-то время вследствие интенсивных поднятий по их периферии изолированные от Мирового океана и расположенные в зоне аридного климата. Хорошо изученными (бурением и сейсмостратиграфией) примерами являются Средиземноморский бассейн в

позднем миоцене — мессинии, Прикаспийская впадина в конце ранней перми — в кунгуре и Южный Каспий в раннем плиоцене. В этих бассейнах в условиях изоляции и интенсивного испарения происходило резкое понижение уровня воды, соли достигали высокой концентрации, начиналась садка эвапоритов, накапливались их мощные толщи и, наконец, могло наступить даже полное осушение, пока морские воды не прорывались снова в эти бассейны. Свидетельством значительного понижения уровня воды в этих бассейнах служит переуглубление долин впадавших в них рек — в Средиземном море Нила, Роны и других до 1,5 км, в Каспии — Волги, Амударьи и других до 500 м. Эти реки могли создавать при своем впадении в усыхающие водоемы крупные дельты, пример — плиоценовая дельта Волги в районе Апшеронского полуострова, где с ней связана «продуктивная толща», известная богатой нефтеносностью.

Подобно анализу фаций анализ мощностей может применяться в региональном и детальном плане. Детальный анализ используется для установления времени зарождения и истории развития локальных поднятий, что очень важно для поисков залежей нефти и газа[1]. Активные локальные поднятия проявляются уменьшением мощностей, выражаясь на дне бассейна возвышенностями.

Определенные трудности при применении анализа мощностей создают их *вторичные изменения,* связанные с разными причинами: 1) уплотнением осадков под влиянием веса вышележащих отложений; 2) изменением мощности при складкообразовании; 3) последующим размывом отложений.

Уплотнение затрагивает в основном пелитовые и алевритовые осадки и идет наиболее быстрым темпом сразу за осадкообразованием, пока еще не закончилось накопление отложений данного стратиграфического интервала. А это значит, что оно тут же компенсируется дальнейшим осадконакоплением. Тем не менее уплотнение, особенно глин, продолжается и позднее и при детальном анализе мощностей с ним приходится считаться, ибо в некоторых случаях разница между первоначальной и наблюдаемой мощностью может достигать 35—50%. Во избежание связанных с недоучетом этого явления ошибок рекомендуется пользоваться специальной таблицей изменения мощности глинистых пачек с глубиной, составленной И. И. Нестеровым.

Перераспределение мощностей при складкообразовании также наблюдается в основном в глинистых и соленосных толщах. Оно выражается, в частности, в нагнетании солей и глин в ядра диапировых складок, где их мощность оказывается значительно большей, чем первичная, в противоположность синклиналям, откуда материал выжимается. Изменения настолько велики, что делают практически невозможным детальный анализ мощностей; с трудом удается вычислить среднюю первичную мощность толщи.

[1] Залежи нефти и газа обычно приурочены к поднятиям, сформированным до главной фазы нефтегазообразования.

Перераспределение мощностей происходит и при формировании многих линейных складок: мощность увеличивается в замках и уменьшается на крыльях; поэтому лучше брать средние значения. В случае интенсивно складчатых толщ, типа сланцевой юры Кавказа или «блестящих сланцев» Альп, к оценке мощностей следует подходить осторожно, а для глубокометаморфизованных образований такие оценки вызывают большие сомнения.

Влияние последующего размыва отложений на правильность выводов из анализа мощностей во многом зависит от того, когда наступил этот размыв: вскоре после отложения осадков, при сохранении того же структурного плана, или намного позже, когда этот план существенно изменился и, например, на месте прогибов могли возникнуть поднятия.

Ранневторичный размыв не вносит больших искажений в картину распределения мощностей осадков. Более того, этот размыв лишь подчеркивает расположение поднятий, региональных и локальных, уменьшая, иногда до нуля, мощность осадков на участках первично малых мощностей. Поздневторичный размыв, напротив, нередко приводит к существенному искажению первичного структурного плана, вплоть до уничтожения отложений на участках их первоначального максимального накопления вследствие обращения (инверсии) знака вертикальных движений. Чтобы решить, обязана ли данная зона современного отсутствия отложений того или иного возраста тому, что эта зона была в это время областью размыва, или тому, что эти отложения были размыты в более позднее время, следует привлечь распределение фаций. В первом случае должно наблюдаться концентрическое окаймление рассматриваемой зоны сначала более грубыми, затем более тонкими осадками, во втором случае может иметь место несогласное наложение зоны нулевых мощностей на фациальную зональность и полное отсутствие признаков сноса обломочного материала со стороны этой зоны. Точно так же комплексный анализ фаций и мощностей необходим для решения и другого вопроса: отвечает ли данный минимум мощностей на карте изопах участку относительного поднятия или, наоборот, максимального погружения, некомпенсированного осадконакоплением. Очевидно, в первом случае к этому участку должны быть приурочены более мелководные отложения, во втором — более глубоководные по сравнению со смежными участками.

Суммируя максимальные мощности отложений более узких геохронологических интервалов для получения суммарной мощности более крупного интервала, следует соблюдать большую осторожность, особенно в условиях линейных прогибов подвижных поясов. Дело в том, что во времени происходит систематическое смещение *депоцентров* — участков максимальных мощностей и максимальным мощностям одних стратиграфических подразделений далеко не обязательно должны соответствовать максимумы мощностей ниже- и вышележащих отложений.

Производными от карт мощностей (изопах) являются карты равных скоростей погружения, или изотах, а «вторую производную» составляют карты градиентов этих скоростей. Скорости погружения и их градиенты служат важным диагностическим признаком, важной характеристикой тектонического режима крупных структурных элементов земной коры.

Подобно тому как анализ фаций может применяться не только в площадном, но и во временно́м аспекте, анализ мощностей также может выражаться в составлении графика изменения мощностей накопленных осадков в последовательные интервалы геологического времени, например отвечающие ярусам, подъярусам и т. д. В форме графиков могут откладываться мощности или производные от их деления на продолжительность соответствующих геохронологических интервалов, т. е. скорости осадконакопления, или могут строиться кривые нарастания мощностей, а следовательно, и погружений со временем. При этом могут вноситься поправки на уплотнение осадков под весом вышележащих отложений.

Скорости осадконакопления являются важными показателями тектонического режима, в частности характерного для платформ, подвижных поясов, орогенов, океанов. Они широко используются геологами-нефтяниками для определения потенциальных возможностей осадочного выполнения нефтегазоносных бассейнов, а также для определения степени зрелости нефтематеринских толщ.

Впервые построение кривых скоростей накопления осадков и, следовательно, погружений было предложено немецким геологом С. Бубновым, в честь которого единицу такой скорости, измеряемую одним миллиметром в тысячу лет или метром в миллион лет, именуют одним бубновым (БН).

Объемный метод. В дополнение к анализу фаций и мощностей А. Б. Роновым (1949) был разработан объемный метод изучения вертикальных движений. Этот метод предусматривает:

1) подсчет суммарных объемов отложений (по картам мощностей);

2) измерение относительных объемов различных типов отложений (по картам фаций /литофаций/ и мощностей);

3) определение среднего размера погружения и средней мощности отложений;

4) определение средней скорости погружений (частное от деления среднего размера погружения на абсолютную продолжительность соответствующего интервала времени);

5) определение средней интенсивности вулканизма (частное от деления объема вулканогенных пород на произведение площади и времени их накопления);

6) определение размера и средней скорости поднятия по объему снесенного с него обломочного материала, переотложенного в сопряженных прогибах (цифры получаются несколько заниженные, так как учитывается лишь та часть поднятия, которая компенсирована денудационным срезом, и игнорируется вынос растворимых компонентов в океан);

7) определение так называемого коэффициента поднятия (отношение общего объема обломочных пород к общему объему всех отложений).

Вычисление перечисленных показателей может значительно дополнить обычный качественный палеотектонический анализ. Так, определение среднего размера погружения дает надежный критерий для оценки относительной интенсивности движений различных геоструктурных зон в течение одной эпохи или одной и той же зоны в разные геологические эпохи. В первом случае оно позволяет отвлечься от неравенства площадей отдельных зон, а во втором — от влияния эвстатических колебаний уровня океана, изменяющих площадь осадконакопления. Сами эти колебания могут быть объективно выявлены путем сравнения изменения площадей накопления в различных зонах и в различные промежутки времени. Вычисление средней скорости погружения или поднятия позволяет устранить влияние неравенства продолжительности различных геологических веков, эпох, периодов.

9.2. Анализ формаций. Литодинамические комплексы

Важное место среди методов палеотектонического анализа в нашей стране занял анализ формаций. *Формация (геоформация)— это закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов горных пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры.* Понятие формации приложимо ко всем типам горных пород — осадочным, вулканогенным, интрузивно-магматическим, метаморфическим[1]. Сочетание осадочных и вулканогенных, вулканогенных и плутонических пород называют *литологическими ассоциациями* (например, трапповая, офиолитовая ассоциации; см. ниже). В относительно редких случаях формация бывает сложена какой-то одной породой (например, формации писчего мела, кварц-глауконитовых песков, толеитовых базальтов, гранитоидов). Обычно число породных компонентов составляет три-четыре, реже больше. Помимо основных «формациеобразующих» пород в сложении формаций могут участвовать другие, подчиненные (акцессорные), компоненты, иногда настолько характерные и важные, что формация по ним получает название, например угленосная формация.

Каждая порода, входящая в состав осадочной формации, отвечает определенной фации, точнее генетическому типу отложений, и, таким образом, осадочная формация (литоформация) — это комплекс фаций (генетических типов). Но если облик фации (генетического типа) определяется физико-географической обстановкой ее образования, то основным фактором обособления формаций

[1] Применительно к метаморфическим породам необходимо учитывать как их первичный состав, так и тип наложенных метаморфических преобразований (фации метаморфизма).

служит тектонический режим, проявленный через форму тела формации (мощность, площадь распространения), набор и характер переслаивания слагающих ее пород. Существенно влияют на облик осадочных формаций, особенно континентальных и мелководно-морских, и климатические условия, а также состав пород (петрофонд, по И. В. Хворовой) и тип их выветривания в области сноса, а иногда и вулканизм. Области распространения отдельных типов осадочных формаций отвечают областям осадконакопления — бассейнам разного типа, например эпиконтинентальным, внутренним или окраинным морям, межгорным котловинам, аллювиальным равнинам, пустыням, одновременно являющимся крупными геоструктурными зонами или их частями.

Поскольку именно тектонический режим является определяющим фактором обособления формаций, причем всех их типов, сами формации являются показателями определенных тектонических режимов, и в этом их значение для геотектоники. Правильно установив принадлежность той или иной формации к определенному типу, мы тем самым можем решить, какой из основных геоструктурных зон (платформа, геосинклиналь — ее внешняя или внутренняя зона, ороген и т. п.) принадлежала область ее накопления и на какой стадии развития она находилась. Следует подчеркнуть, что для правильного определения типа формации надо выяснить ее вертикальные и латеральные связи, ее положение в вертикальном и латеральном рядах. Формации, характерные для крупных геоструктурных зон, образуют по вертикали (разрезу) определенные *формационные ряды,* отвечающие последовательным стадиям их развития. Формационный ряд, типичный для геосинклиналей, впервые был установлен еще в конце прошлого века французским геологом М. Бертраном, а его повторение в разрезе разновозрастных геосинклиналей дало ему основание для выделения тектонических циклов — гуронского (докембрийского), каледонского, герцинского, альпийского. Формационные ряды свойственны каждому из основных типов структурных элементов земной коры. Кроме вертикальных формационных рядов формации образуют и латеральные ряды, характеризующие переход от одной геоструктурной зоны к другой, на площади. Сочетание вертикальных и латеральных рядов может быть изображено на формационных профилях (рис. 9.7).

Карты формаций определенных геохронологических интервалов используются, в сочетании с картами их мощностей, в качестве основы для построения *палеотектонических карт,* например Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (1967—1969) или специального Атласа палеотектонических карт СССР (1977) под редакцией Т. Н. Спижарского. На картах атласов основными цветовыми обозначениями показано распределение главных структурных элементов земной коры (платформ, внешних и внутренних зон геосинклиналей, орогенов), на картах под редакцией Т. Н. Спижарского — стадий их развития. Атласы составлены с фиксистских позиций и сохраняют свое значение в основном для платформ.

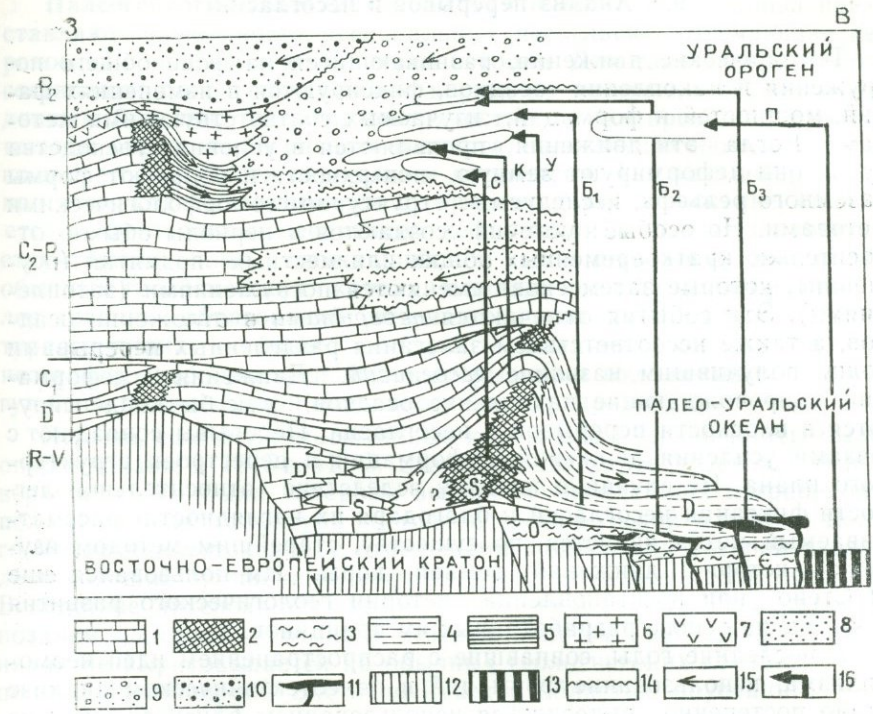


Рис. 9.7. Первоначальное размещение формаций палеозоя в Уфимском амфитеатре Среднего Урала (латеральные и вертикальные ряды) и их последующее шарьяжное перемещение. По А. Е. Живковичу, П. А. Чеховичу (1985), с изменениями:

1—11 — формации: эпиконтинентальных шельфовых морей и внутреннего шельфа (*1*), рифовая (*2*), ранней стадии развития континентальной окраины (*3*), континентального склона и его подножия (*4*), склона глубоководного передового прогиба, (*5*), соленосная передового прогиба (*6*), платформенная эвапоритово-красноцветная (*7*), флишоидная (*8*), нижняя молассовая (*9*), верхняя молассовая (*10*), базальтоиды среди формаций континентальной окраины (*11*); *12—13* — комплексы основания: континентального (*12*) и океанского (*13*); *14* — важнейшие несогласия; *15* — направление сноса осадочного материала; *16* — тектоническое перемещение (шарьирование): паравтохтоны (С — Сергинский, К — Каменско-Демидский, У — Уткинский), Бардымо-Киргишанский аллохтон ($Б_1$, $Б_2$, $Б_3$ — нижняя пластина, зона меланжа, верхняя пластина), Полуденский офиолитовый аллохтон (П)

В составе формаций часто выделяют, обычно по латерали, *субформации,* или *градации.* Например, в составе платформенной карбонатной формации можно различить массивно-известняковую (биогермовую, рифовую), обломочно-известняковую (склоны рифов), слоисто-известняковую, мергельную субформации. Их нередко рассматривают в качестве самостоятельных формаций.

9.3. Анализ перерывов и несогласий

Тектонические движения, развивающиеся на фоне общего погружения и накопления осадков, фиксируются в изменениях фаций, мощностей и формаций, изучаемых соответствующими методами. Когда эти движения проявляются в условиях господства суши, они деформируют земную поверхность и образуют формы наземного рельефа, исследуемые структурно-геоморфологическими методами. Но особые условия создаются в периоды обычно относительно кратковременных общих или местных поднятий (осушений), которые затем снова сменяются погружениями (затоплениями). Эти события отмечаются *перерывами* в отложении осадков, а также несоответствием залегания разделенных перерывами толщ, получившим название *несогласий*. Движения и деформации, сопровождающие накопление осадков, как бы конденсируются в плоскости перерывов и несогласий. Перерывы совпадают с фазами усиления движений, деформаций и перестроек структурного плана. Не случайно поэтому вследствие относительной легкости фиксации несогласий и благодаря их наглядности рассматриваемый метод является, по существу, старейшим методом изучения истории движений земной коры. Им пользовался еще Н. Стено при восстановлении истории геологического развития Тосканы на основе разработанных им принципов.

В последние годы, совпавшие с распространением идей неомобилизма, использование формаций в палеотектоническом анализе стало постепенно вытесняться использованием близкого, но не тождественного понятия *литодинамических* или *литогеодинамических комплексов*[1]. Под такими комплексами понимают комплексы горных пород, осадочных, магматических, метаморфических, являющиеся непосредственными показателями геодинамической обстановки их образования. Примерами могут служить молассы — показатель горообразования, известково-щелочные вулканиты — островных дуг, ультраосновные-щелочные интрузии кольцевого типа — кратонов и т. д. Впервые понятие комплексов — индикаторов тектонических обстановок — было введено в литературу авторами «Тектонической карты Северной Евразии» А. В. Пейве и его сотрудниками из Геологического института АН СССР. Затем, без применения специального термина, этот метод был фактически использован Ю. Г. Гатинским при анализе тектонического развития Юго-Восточной Азии. Термин «литодинамической комплекс» был предложен В. Е. Хаиным, а «литогеодинамический комплекс» — независимо друг от друга С. И. Романовским и А. Е. Лукиным. Общая классификация литодинамических комплексов опубликована недавно В. Е. Хаиным (1991). В последующих главах именно этот метод будет взят за основу при рассмотрении развития главных структурных элементов земной коры.

[1] Термин «литодинамический» более краткий, но он ранее использовался морскими геоморфологами для обозначения различного типа прибрежных осадков.

Палеогеологические карты. Особый интерес для анализа представляют поверхности региональных несогласий, отвечающие переломным эпохам тектонической истории. Для таких поверхностей составляют палеогеологические карты, на которые, в основном по данным бурения, отчасти поверхностного картирования, наносят выходы образований разного возраста, залегающих непосредственно ниже поверхности перерыва и несогласия. Так как поверхность при этом как бы приводится в горизонтальное положение, снимается эффект всех последующих деформаций и восстанавливается структурный план, сложившийся к концу перерыва. Как и на обычных геологических картах, площади распространения наиболее древних образований отвечают поднятиям этого палеоструктурного плана, наиболее молодых — впадинам, которые, будучи несогласно перекрытыми послеперерывными отложениями, не могут быть выявлены при поверхностном картировании.

Первые, еще мелкомасштабные карты для Русской плиты были опубликованы в 1945 г. Н. С. Шатским. По карте додевонской поверхности им была впервые выявлена важнейшая погребенная положительная структура восточной части Русской плиты — Волго-Уральская антеклиза, с отдельными поднятиями которой оказались связаны крупнейшие нефтяные месторождения этой области. Вследствие интенсивных погружений, испытанных Поволжьем в позднем палеозое и отчасти мезозое, Волго-Уральская антеклиза никак не вырисовывается на обычных геологических картах — она поглощена обширной Восточно-Русской областью опусканий.

Для территории США серия палеогеологических карт была впервые составлена геологом-нефтяником А. И. Леворсеном, монография которого была издана в 1962 г. в русском переводе. В ней очень образно определено значение палеогеологических карт: «Палеогеологическая карта какой-либо поверхности несогласия — это как бы вспышка света, озаряющая прошлое, проникающая в геологическую историю определенной площади. Она отображает перерыв, зияние в последовательном ходе геологической истории, рубеж, часто означающий конец одного природного события и начало следующего и поэтому служащий исходным моментом для исследования» (с. 5).

Учитывая значение палеогеологических карт, ВСЕГЕИ опубликованы такие карты европейской территории СССР для предрифейской (поверхность кристаллического фундамента), предсреднедевонской, предверхнетриасовой поверхностей. Тектоническая карта фундамента СССР (1974) также относится к категории палеогеологических карт.

Кроме основного типа палеогеологических карт предложены различные их модификации. Так, в качестве дополнительной нагрузки наносятся изогипсы современной структуры доперерывного комплекса или изогипсы структуры опорного горизонта в доперерывном или послеперерывном комплексе. Особый тип палеогеологических карт, как бы обратный основному их типу, — карты, отражающие возраст базальных отложений послеперерывного

комплекса, т. е. развитие послеперерывной трансгрессии. На таких *картах трансгрессий* выходы наиболее древних отложений соответствуют наиболее прогнутым участкам, раньше всего охватываемым трансгрессией (или континентальным осадконакоплением), а выходы наиболее молодых отложений — наиболее поднятым участкам, где позже всего начинается накопление осадков. К этой категории, по существу, относятся геологические карты океанов (под ред. Б. С. Хейзена); на них показан возраст отложений, начинающих разрез осадочного (первого) слоя океанской коры.

Существуют карты, являющиеся продуктом наложения друг на друга палеогеологических карт обоих основных типов. На этих картах, именуемых *картами контакта,* изображены стратиграфические подразделения послеперерывной серии, налегающие на подразделения доперерывной серии. На них видно, какова в каждом пункте длительность перерыва, а чем длительнее перерыв, тем, очевидно, больше интенсивность восходящих движений. Другую разновидность представляют карты условий или типов залегания тех или иных отложений на подстилающих слоях.

Несогласия и их типы. Наиболее простым видом несогласия является *параллельное,* или *стратиграфическое, несогласие* (рис. 9.8). Для этого вида несогласий характерно то, что слои, залегающие выше поверхности перерыва, остаются параллельными слоям, залегающим ниже этой поверхности. Это свидетельствует о том, что произошло общее поднятие местности или эвстатическое понижение уровня моря (океана), сменившееся погружением или новым повышением уровня моря. Различить эти две возможные причины параллельного несогласия позволяет установление площади его распространения и отношения к региональным структурам: если оно проявлено на площади целой платформы или даже нескольких платформ безотносительно к их внутренней структуре, это несогласие должно быть связано с эвстатическими колебаниями уровня океана. В противном случае несогласие является региональным или даже локальным, местным, если оно приурочено к сводам локальных платформенных поднятий, испытавшим осушение.

Разновидность параллельного несогласия составляет *параллельное прилегание,* или эрозионное несогласие. Оно характеризуется резко неровной поверхностью перерыва с заполнением послеперерывными осадками эрозионных углублений в более древних слоях; эти осадки прислоняются к более древним слоям, но сохраняют параллельность залегания по отношению к ним. Если эта параллельность не соблюдается и слои послеперерывной серии на склонах эрозионных выступов залегают с первичным наклоном, говорят о *плащеобразном облекании.* Первичный наклон обычно довольно быстро сглаживается вверх по разрезу, и вышележащие слои послеперерывной серии (как и базальные слои в эрозионных впадинах) залегают уже параллельно слоям доперерывной толщи. Для возникновения этих двух разновидностей параллельного несогласия необходимы поднятие или понижение

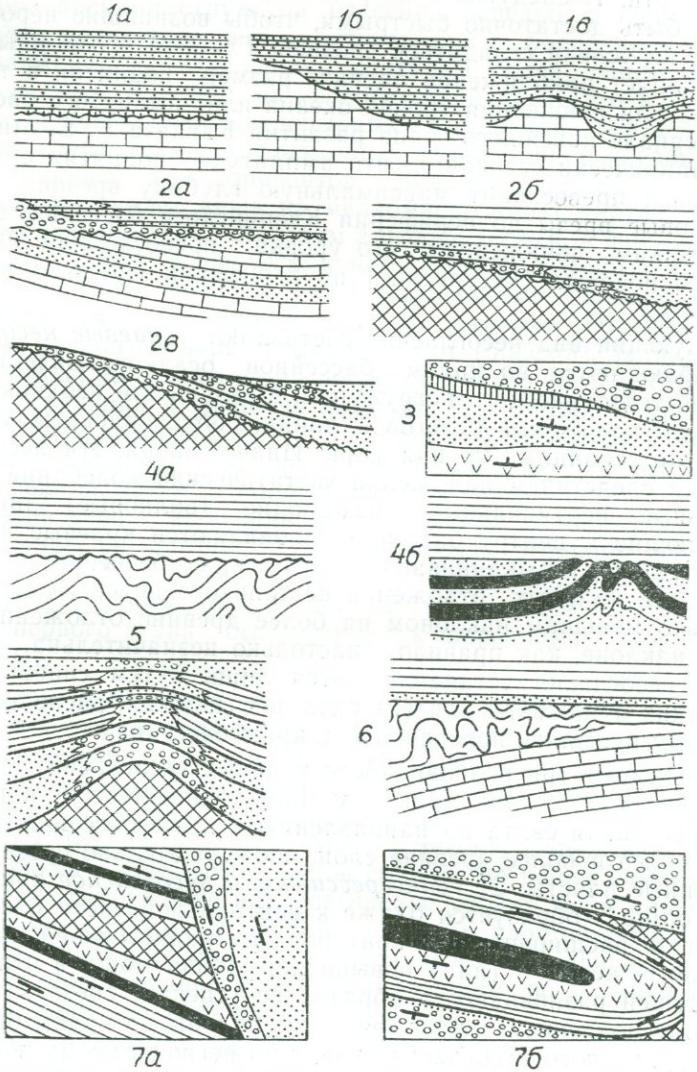


Рис. 9.8. Основные виды несогласий, по В. Е. Хаину, 1964: *1* — стратиграфическое (параллельное) (*а* — параллельное налегание, *б* — параллельное прилегание, *в* — плащеобразное облекание); *2* — краевое (*а* — трансгрессивное перекрытие, *б* — трансгрессивное прилегание; *в* — регрессивное прилегание); *3* — географическое (картографическое); *4* — угловое (*а* — региональное, *б* — местное); *5* — рассеянное (дисперсное); *6* — подводно-оползневое; *7* — азимутальное (*а* — региональное, *б* — местное). Несогласия *3*, *7* изображены в плане, остальные — в профиле

уровня моря достаточно значительные, чтобы вызвать врез эрозионной сети. Последующее погружение или подъем уровня моря должны быть достаточно быстрыми, чтобы возникшие неровности рельефа не успели сгладиться эрозией. Глубина эрозионных врезов позволяет приближенно оценить размер поднятия в течение перерыва или понижения уровня океана или замкнутого бассейна. На материале новейшего этапа развития Кавказа Е. Е. Милановский эмпирически установил, что амплитуда поднятия обычно в 1,5—2 раза превосходит максимальную глубину врезов. Раннеплиоценовые врезы по периферии Каспийского бассейна, связанные с резким понижением его уровня, превосходили 500 м, а позднемиоценовые (мессинские) по периферии Средиземного моря — 1,5 км.

Следующий вид несогласий составляют *краевые несогласия*. Они наблюдаются по краям бассейнов осадконакопления, т. е. областей тектонического погружения, в результате неоднократных изменений положения береговой линии, обусловленных эвстатическими колебаниями уровня моря. Иначе говоря, эти несогласия являются следствием наложения эвстатических колебаний на региональные вертикальные нисходящие (волновые) движения, нарастающие к центру бассейна. Проявляются краевые несогласия в утонении и выклинивании слоев к краю бассейнов с налеганием более молодых отложений не только с перерывом, но и с несколько меньшим наклоном на более древние отложения. Разница в наклоне, как правило, настолько незначительна, что подобные несогласия устанавливаются лишь путем сопоставления нескольких обнажений или (и) разрезов скважин, расположенных по одному профилю, поперечному к краю бассейна.

Существуют три разновидности краевых несогласий: 1) *трансгрессивное перекрытие* (англ. overlap) заключается в том, что трансгрессивная свита по направлению к краю бассейна ложится на все более и более древние слои, последовательно срезая абрадированные пласты; 2) *трансгрессивное и несогласное прилегание* (англ. onlap) образуется ближе к центральной части бассейна в результате расширения его контуров при нарастающей интенсивности погружения и (или) повышения уровня моря; в отличие от предыдущей разновидности абразия не успевает срезать тектонически обусловленные топографические склоны по краям бассейна; этот вид краевого несогласия вверх по региональному восстанию может перейти в предыдущий; 3) *регрессивное прилегание* (англ. offlap), отличающееся последовательным отступанием береговых линий более молодых морей к центру бассейна вследствие усиления нисходящих движений, отставания накопления осадков от погружения или понижения уровня моря; при этом более молодые отложения часто как бы вложены в более древние, отделяясь от них абразионным уступом.

При образовании всех перечисленных разновидностей краевых несогласий общая конфигурация бассейна может оставаться без изменений; береговые линии, более древние и более молодые, при

этом сохраняют взаимную параллельность. Однако в ходе геологического времени структура бассейна нередко подвергается перестройке, вследствие чего контуры морей более молодых эпох оказываются непараллельными контурам более ранних морей и их пересекают. В плане, на геологической карте это выражается тем, что подошва послеперерывных отложений контактирует с разными горизонтами доперерывных отложений, последовательно срезая границы этих горизонтов. Подобное несогласие обычно отчетливо выступает лишь на мелкомасштабных картах; поэтому оно было названо Н. С. Шатским *географическим,* а французскими геологами — *картографическим несогласием.* Хорошим примером такого несогласия может служить соотношение нижнего и среднего палеозоя по северо-западной периферии Русской плиты. Подошва девона по мере продвижения от Рижского залива к южному концу Ладожского озера последовательно срезает отложения силура, ордовика и, наконец, ложится на кембрий, а на Ладожско-Онежском водоразделе — на протерозой. При этом изменяется и возраст отложений, с которых начинается разрез девона: сначала это средний, затем верхний девон, а к северо-востоку от Онежского озера девон выклинивается и нижний карбон ложится непосредственно на протерозой. Это несогласие отражает перестройку структуры Русской плиты при переходе от каледонского этапа ее развития к герцинскому — общее простирание контуров бассейнов первого этапа было ближе к широтному, второго — к долготному.

Следующий основной вид несогласий — это *угловое несогласие,* которое выражается в наблюдаемой в отдельных обнажениях, разрезах скважин и на сейсмических профилях и поддающейся замеру горным компасом разнице в наклоне слоев ниже и выше поверхности перерыва. Возникает оно вследствие проявления складчатых деформаций до и (или) в течение перерыва в накоплении осадков и денудации сводов складок во время самого перерыва. Новое погружение или повышение уровня моря приводит к перекрыванию размытых дислоцированных пластов горизонтально лежащими на них молодыми осадками. В дальнейшем и эти отложения могут подвергнуться складчатости, но разница в наклоне их и подстилающих слоев сохранится.

Угловые несогласия разделяются на региональные и местные; последние проявляются лишь в сводах антиклиналей и затухают в синклиналях. Региональные несогласия характерны для зон линейной складчатости, а местные — прерывистой. При росте складок на фоне непрерывного погружения и накопления осадков вместо углового образуется *рассеянное* (дисперсное, конседиментационное) *несогласие,* выражающееся в постепенном возрастании наклона слоев со стратиграфической глубиной, параллельно с увеличением их мощности от антиклиналей к синклиналям. Более древние слои обладают бóльшим наклоном, так как испытали более длительное воздействие процесса складкообразования. Определенный градиент нарастания мощности соответствует опреде-

ленному углу несогласия; так, изменение мощности в 150 м на 1 км отвечает увеличению наклона на 10°. Рассеянное несогласие не может быть выявлено в одном обнажении; оно обнаруживается при построении профилей по нескольким обнажениям или скважинам, а также отражается на сейсмических профилях.

Региональные угловые несогласия к центру бассейна по мере усиления погружений и сокращения длительности перерыва сменяются местными, а затем рассеянными несогласиями. Иногда местные угловые несогласия возникают и в подводных условиях, без осушения сводов складок вследствие подводного оползания отдельных пакетов слоев со склонов растущих поднятий и налегания более молодых осадков непосредственно на сильнее наклоненные, не затронутые оползанием более древние; это *подводно-оползневое несогласие.*

Существует еще один вид угловых несогласий, связанных не со складкообразованием, а с растяжением коры при рифтообразовании и наклоном образующихся при этом блоков. Этот вид несогласий — *несогласие растяжения* — будет рассмотрен в главе 11.

Подобно тому как изменение плана расположения крупных структур вызывает образование географических несогласий, изменение ориентировки простирания складок в процессе их роста приводит к возникновению *азимутальных несогласий.* Последние выражаются в том, что залегание слоев, разделенных поверхностью перерыва, отличается не только величиной угла наклона, но и направлением падения. Так образуются *региональные* азимутальные несогласия; для образования местных азимутальных несогласий достаточно изменения степени волнистости (наклона) шарниров складок — наложения более длинных складок на более короткие, и наоборот. Местные азимутальные несогласия наблюдаются только на периклиналях и центроклиналях складок. Постепенная переориентировка складок в процессе одновременной с погружением и осадконакоплением конседиментационной складчатости приводит к образованию рассеянно-азимутальных несогласий; такими же могут быть и географические несогласия.

При наложении нескольких угловых несогласий древние пласты приобретают все более крутой наклон. Но если при этом наблюдается и азимутальное несогласие, то такое сложение носит уже алгебраический характер и в случае изменения падения пластов более чем на 90° молодая складчатость фактически как бы вычитается из более древней и приобретенный в период образования последней наклон не увеличивается, а уменьшается.

Крайней степенью несогласия является *общее,* или *структурное, несогласие.* Оно выражается в полном несовпадении простирания, положения осей, числа и формы складок в доперерывном и послеперерывном комплексах.

Таким образом, различные виды несогласий отражают различные типы тектонических движений (деформаций) и их сочетаний. Параллельные несогласия представляют результат колебательных вертикальных движений или эвстатических колебаний уровня мо-

ря (океана); краевые несогласия возникают на границе зон региональных поднятий и опусканий; угловые несогласия фиксируют складко- или рифтообразование; географические и азимутальные несогласия отражают изменение плана расположения соответственно региональных структур и складок. Общие структурные несогласия приурочены к границам тектонических этапов (циклов) ко времени смены тектонических режимов (геосинклинального — орогенным, орогенного — платформенным).

Но несогласия не всегда четко выражены в естественных разрезах или разрезах скважин (например, в метаморфических толщах; об этом свидетельствуют скачки метаморфизма). Зато они прекрасно выражены на современных сейсмостратиграфических профилях. Именно эти профили убедили геологов в реальности существования выдержанных на огромных расстояниях изохронных поверхностей перерывов и создали объективную основу для выделения седиментационных циклов разного порядка. Анализ таких профилей пассивных окраин Атлантики позволил П. Вэйлу с сотрудниками построить кривую эвстатических колебаний уровня Мирового океана для последних 200 млн лет (см. рис. 17.1), которая получила широкую известность. Вэйл и его соавторы установили, что циклы колебаний уровня океана построены отчетливо асимметрично: подъем уровня идет постепенно, а опускание быстро. В течение рассмотренных 200 млн лет истории Земли проявилось, по Вэйлу, 13 глобальных циклов эвстатических колебаний. Вместе с тем почти до конца мела происходило нарастание трансгрессии и уровень океана на 350 м превысил современный. Затем началось его падение, и в середине олигоцена он опустился на 250 м ниже современного, а потом стал опять повышаться, но не достиг позднемелового максимума.

Построения Вэйла подверглись критике как с общих позиций (недоучет роли скорости погружения шельфа), так и с региональных (недоучет местных тенденций тектонических поднятий или опусканий отдельных континентальных окраин). Вместе с тем получено и немало материалов по разным окраинам, согласующихся с кривой Вэйла. Очевидно, что для получения окончательных выводов необходимо, во-первых, собрать полный и сопоставимый материал по всем без исключения пассивным континентальным окраинам и, во-вторых, смоделировать относительное влияние всех главных факторов — колебания уровня океана, скорости накопления и мощности осадков, тектонического и изостатического погружения на положение и миграцию береговых линий.

Перерывы и несогласия возникают также на океанском дне, что выявлено в последние годы при проходке буровых скважин. Вызываются они движениями воды, существующими даже на глубинах в несколько километров, скорость которых может достигать нескольких километров в час, а также размывом ранее отложившихся осадков мутьевыми потоками и придонными течениями. На существование подводных размывов указывает присутствие на современной поверхности океанского дна выходов дочет-

вертичных отложений от плиоцена до нижнего мела, не прикрытых более молодыми отложениями.

В Индийском океане, к югу от Шри-Ланки, в центральной котловине бурением под верхнемиоценовыми радиоляриевыми илами вскрыты эоценовые отложения; в западной части Индийского океана верхнекайнозойские карбонатные отложения отделены от верхнемеловых отложений перерывом длительностью около 70 млн лет. В некоторых из скважин между эоценовыми и кампанскими известняками отмечается угловое несогласие.

Изучение несогласий очень важно не только с теоретической, но и с практической точки зрения. К несогласиям нередко приурочены залежи бокситов, оолитовых железных руд, руд никеля, нефти, газа, россыпей ценных минералов и др. При этом нефть и газ могут залегать как в доперерывных слоях, срезанных и запечатанных поверхностью несогласия, так и в базальных песчаных пачках послеперерывных серий, в частности в выветрелых и трещиноватых породах фундамента платформы и в основании их осадочного чехла. Автохтонные бокситы, никелевые руды в коре выветривания серпентинитов залегают под поверхностью несогласия, переотложенные бокситы и железные руды — над этой поверхностью.

9.4. Палеомагнитные методы

В 50-е годы нашего века было обнаружено, что горные породы, как осадочные, так и магматические, если они подвергались интенсивным механическим или тепловым воздействиям, сохраняют «память» о магнитном поле, в котором они образовались. Это явление, получившее название *остаточной намагниченности,* объясняется тем, что ферромагнитные минералы, входящие в состав пород, в момент осаждения осадка или кристаллизации магмы (из которой они выпадают первыми) приобретают ориентировку, отвечающую ориентировке магнитного поля, в котором протекал процесс осадконакопления или магматизма. Эта ориентировка сохраняется до тех пор, пока соответствующие минералы не будут нагреты до точки Кюри, разной для минералов, — 550° для магнетита и 120° для титаномагнетита, но в среднем около 400°. Ориентировка выражается в том, что магнитное склонение направлено на северный магнитный полюс, а наклонение зависит от широты: чем она выше, тем наклонение больше.

Открытие остаточной намагниченности положило началу новому научному направлению — *палеомагнетизму.* Первые исследования были проведены в Англии (К. Ранкорн и др.), затем в США; значительный вклад был внесен советским ученым А. Н. Храмовым, а затем и другими магнитологами. Для палеомагнитных исследований требуется взятие ориентированных образцов, что достигается в настоящее время выбуриванием их из обнажений или взятием ориентированных кернов из скважин. В случае, если пласты оказались дислоцированными, необходимо

внести поправку на их вторичный наклон. Далее необходимо подвергнуть образцы так называемой чистке, чтобы избавиться от эффекта вторичных изменений намагниченности породы.

Первые же определения ориентировки остаточной намагниченности привели к парадоксальным, с господствующей в те годы точки зрения, результатам. Оказалось, что эта ориентировка расходится с ориентировкой современного магнитного поля, и чем древнее породы, тем, как правило, в большей степени. Вывод, который напрашивался из этих наблюдений, состоял в том, что магнитные полюса в геологическом прошлом занимали иное положение, чем в настоящее время, и не совпадали с географическими полюсами (они не точно совпадают и в настоящее время, но отклоняются на небольшую величину). Но довольно быстро было обнаружено, что это объяснение несостоятельно, ибо образцы пород одного и того же возраста, взятые на разных континентах, указывают на разное положение полюса. Такое могло быть лишь при допущении, что древнее магнитное поле, в отличие от современного, было не дипольным, не полем осевого диполя, но для такого допущения нет серьезных оснований. К тому же вскоре выяснилось, что если совместить, например, доюрские полюса Северной Америки и Европы вместе с контурами этих материков, по образцам с которых они были определены, получим единый континент, который впишется в очертания Пангеи, как она была намечена Вегенером. Это открытие дало один из самых мощных импульсов к возрождению мобилизма и появлению тектоники плит.

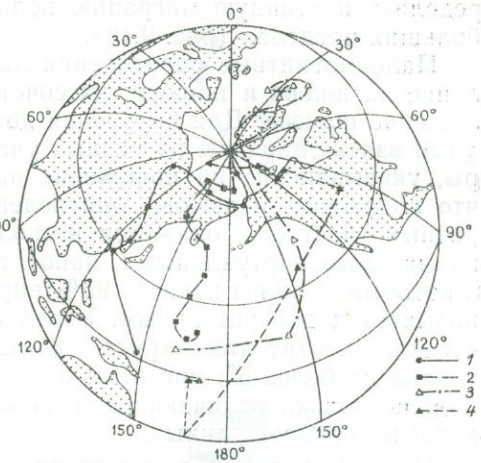


Рис. 9.9. Сравнение траекторий кажущейся миграции Северного геомагнитного полюса с кембрия до настоящего времени, по К. Сайферту, Л. Сиркину, 1979:
1 — Северная Америка; *2* — Европа; *3* — Южная Америка; *4* — Африка

Итак, выяснилось, что движутся не магнитные полюса, а материки. Полученные для каждого материка кривые, соединяющие последовательность положения полюсов, установленных для отдельных геологических эпох и веков, представляют собой кривые не истинной, а кажущейся миграции полюсов (в зарубежной литературе они обозначаются APWP — apparent polar wonder path) (рис. 9.9). Это не означает, что не существует истинной миграции магнитных полюсов, — сравнение реконструкций движений плит по палеомагнитным данным и по горячим точкам (считая их стационарными) обнаруживает расхождение, позволившее оп-

ределить инстинную миграцию полюсов, но она происходит в небольших пределах (рис. 9.10).

Палеомагнитные определения дают два параметра — направление на полюс и широту; их сочетание позволяет вычислить положение полюса. Для получения достоверных результатов необходимо взять образцы из разных участков и сделать по ним замеры, указывающие на положение палеополюса. Следует ожидать, что положение полюсов, определенных по разным образцам из разных участков, окажется несколько различным. Эти полюса, называемые виртуальными, наносят на карту и очерчивают круг, в который должны попасть 95% виртуальных полюсов; такой круг называется доверительным. Усредненное положение палеополюса отвечает центру этого круга. Желательно, чтобы его радиус составлял не более 5°; при этом образцы должны быть взяты из пород, несколько отличающихся по возрасту, чтобы получить необходимый разброс данных.

При обсуждении результатов палеомагнитных исследований следует иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, палеомагнитный метод позволяет определить направление на полюс, широту и положение полюса, но не долготу участка, из которого взят образец. Во-вторых, если взять образцы из одного участка, но из пород, значительно различающихся по возрасту, то при сохранении того же наклонения, т. е. той же широты, направление на полюс может оказаться различным. Это означает, что за время, прошедшее между временем образования породы, из которой взят первый образец, и породы, из которой взят второй образец, литосферная плита испытала вращение по часовой стрелке или против нее. Подобный вывод можно сделать, если исследовать образцы одного и того же возраста, но взятые с разных плит, и окажется, что их склонение отличается на некоторую величину. Это будет означать, что со времени образования соответствующих пород произошел поворот одной плиты относительно другой, как, например, Испании (Иберийская плита) относительно Европы (Лавразийская плита) (рис. 9.11).

Палеомагнитные исследования получили за последние 30 лет широкое развитие и охватили весь интервал геологического времени начиная с раннего протерозоя, т. е. с 2,5 млрд лет, до современности. При этом остаточная намагниченность обнаружена и у архейских пород с возрастом до 3,4 млрд лет. Но, как показал недавно в своем анализе американский палеомагнитолог Р. Ван дер Ву, достаточно достоверными пока можно считать лишь данные для фанерозоя. Вообще палеомагнитные данные дают возможность определить относительное положение континентальных блоков с точностью не более 500 км.

К счастью, для последних 165 млн лет мы располагаем другим, более точным палеомагнитным методом, основанным на использовании линейных магнитных аномалий, развитых в океанах и обязанных своим происхождением спредингу в условиях периодических инверсий магнитного поля. Эти аномалии, как было по-

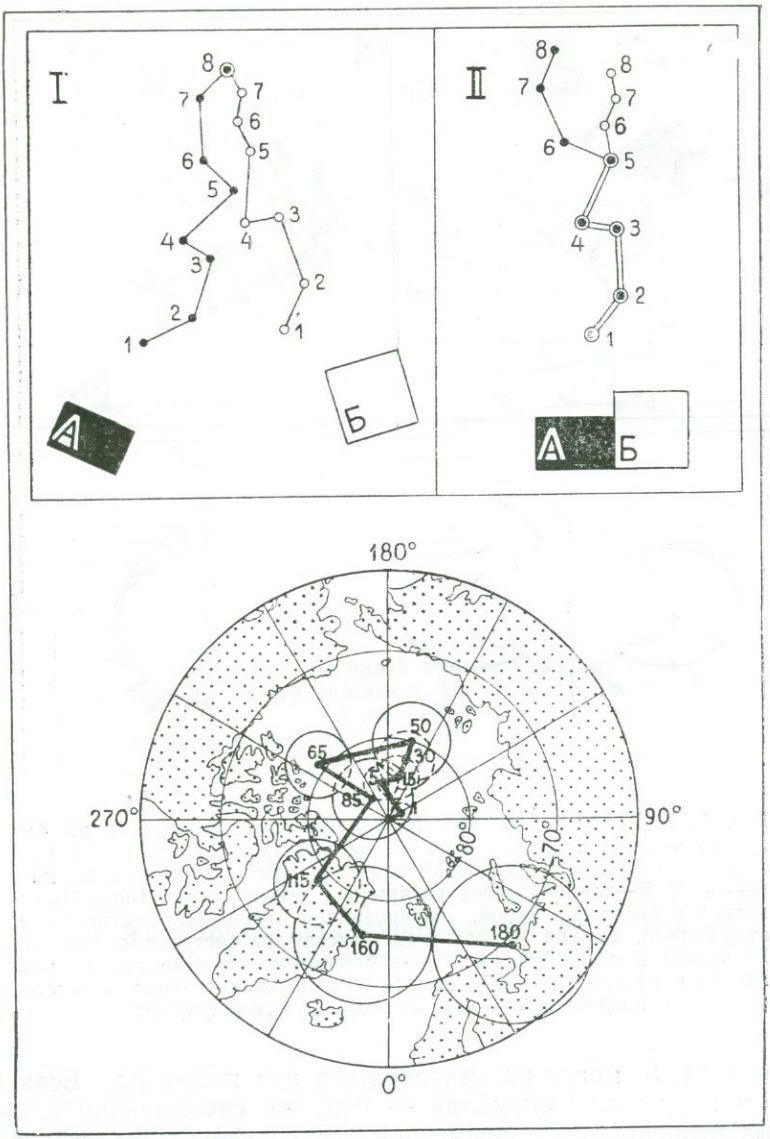


Рис. 9.10. Определение относительного движения литосферных плит путем частичного совмещения траекторий кажущейся миграции геомагнитного полюса («метод Грэхема» для случаев, когда часть пути — до разобщения или после соединения — плиты движутся как единое целое):
I — современное положение; *II* — совмещение траекторий, показывающее совместное движение плит за время 1—5 и раздельное за время 5—8. Точки — последовательные положения геомагнитного полюса для плиты *А*, кружки — то же для плиты *Б*. Внизу — траектория истинной миграции Северного геомагнитного полюса в координатах горячих точек за последние 180 млн лет, по Ж. Андрюсу (1985), окружности — 95%-ные доверительные границы для каждого усредненного положения полюса

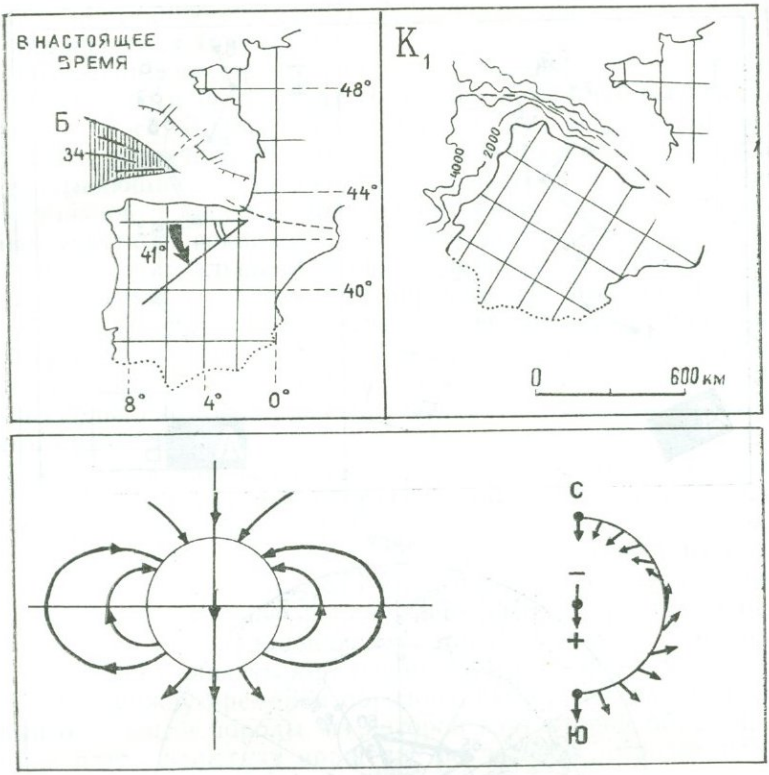


Рис. 9.11. Поворот Иберийского континентального блока на 41° против часовой стрелки (после раннего мела), определенный по склонению векторов остаточной намагниченности в породах готерива—апта; Б—клинообразное раскрытие (сфенохазм) Бискайского залива с океанской корой, датированной линейными магнитными аномалиями. Справа — палинспастическая реконструкция (по А. Гольдеано и др., 1989). Внизу — магнитные силовые линии при диполе в центре шара и схема, иллюстрирующая зависимость магнитного наклонения от географической широты

казано в гл. 5, могут рассматриваться как изохроны. Если мы возьмем пару таких аномалий — изохрон, симметрично расположенных относительно современной оси спрединга, то всю полосу океанской коры между этими аномалиями можно считать образовавшейся в более позднее геологическое время. Следовательно, если картографически совместить эти сопряженные аномалии, континенты сблизятся и займут то положение, которое они занимали во время образования данных аномалий. Такие реконструкции с успехом осуществлены для позднеюрского и более позднего времени и более точны, чем осуществленные предыдущим методом, по остаточной намагниченности континентальных пород

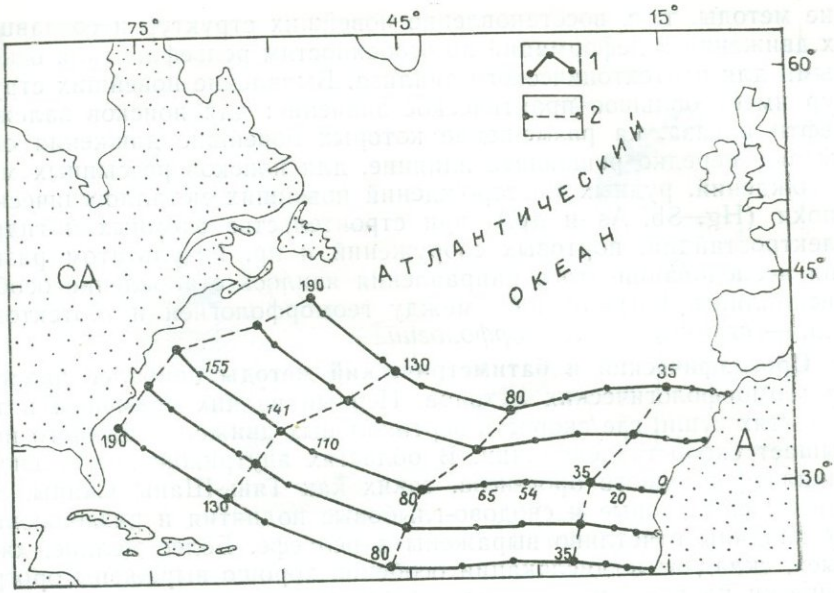


Рис. 9.12. Перемещение Африки (А) относительно Северной Америки (СА) от раскрытия Центральной Атлантики (средняя юра) до настоящего времени, полученное путем последовательного совмещения все более древних магнитных аномалий одного возраста, расположенных по разные стороны от оси спрединга. По Л. А. Савостину, Ж. Сибуэ и др., 1986:

1 — линии движения, время в миллионах лет; *2* — изохроны

(рис. 9.12). Мы увидим дальше, что описанный метод открывает возможность определять не только ширину, но и глубину палеоокеанов и распределение в них течений.

9.5. Структурно-геоморфологические методы (неотектонический анализ)

Охарактеризованные выше методы палеотектонического анализа имеют ограниченную применимость для изучения тектонических движений и деформаций новейшего этапа развития земной коры, поскольку отложения этого этапа находятся в основном за пределами современной суши, а в ее пределах встречаются, если не считать тонкого покрова четвертичных континентальных осадков, лишь в отдельных впадинах. Поэтому они сохраняют свое значение только для этих впадин. Но зато появляется возможность использования комплекса других методов — структурно-геоморфологических, основанных на изучении особенностей современного рельефа земной поверхности, поскольку этот рельеф создан главным образом, если не исключительно, именно новейшими движениями и деформациями. Поэтому структурно-геоморфологичес-

кие методы, т. е. восстановление новейших структур и создавших их движений и деформаций по особенностям рельефа, стали основными для неотектонического анализа. Выявление новейших структур имеет большое практическое значение: для поисков залежей нефти и газа, на размещение которых новейшие движения оказывают нередко решающее влияние, для поисков россыпных месторождений, рудных месторождений новейших металлогенической эпохи (Hg, Sb, As и др.), при строительстве атомных и гидроэлектростанций, портовых сооружений и пр. Результатом развития исследований этого направления явилось становление особой дисциплины, пограничной между геоморфологией и геотектоникой, — *структурной геоморфологии.*

Орографический и батиметрический методы наиболее простые из геоморфологических методов. Первый из них применим в тех областях суши, где скорость вертикальных движений намного превышает скорость денудации. В областях внутриконтинентального, эпиплатформенного орогенеза, таких как Тянь-Шань, Саяны, Забайкалье, сводовые и сводово-глыбовые поднятия и разделяющие их впадины отчетливо выражены в рельефе. Более мелкие, «живые», складчатые дислокации особенно хорошо выражены орографически на погружениях складчатых систем, на периферии, реже в осевых зонах предгорных и межгорных депрессий, например в Терско-Кумской, Куринской, Ферганской впадинах (в последней антиклинальные возвышенности именуются «адырами»). В центральных частях горных систем проявление складчатых деформаций подавлено деформациями более крупного радиуса — сводовыми, а в центральных частях прогибов — накоплением осадков, и для выявления развивающихся складок требуется применение более детальных исследований.

Непосредственно выражены в рельефе морского дна и могут обнаруживаться батиметрическим методом поднятия и прогибы разного масштаба, находящиеся ниже базиса действия волн, т. е. в среднем порядка 150—200 м.

Начиная с конца 70-х годов важную информацию о подводном рельефе океанского дна дает спутниковая альтиметрия (лазерная и радарная), поскольку с ним тесно связан и рельеф поверхности воды Мирового океана. По промерам расстояний от орбиты спутника до поверхности океана строятся карты ее рельефа, первая такая карта была опубликована в США в 1978 г. Крупные понижения поверхности океана находятся над гравитационными максимумами (самое глубокое у Мальдивских островов), крупные поднятия — над гравитационными минимумами (самое высокое у Новой Гвинеи), общая амплитуда рельефа около 180 м. На этом фоне различимы разнообразные формы с относительными превышениями от сантиметров до 15—20 м, которые находятся в прямом соответствии с рельефом океанского дна (рис. 9.13).

Морфометрические методы. Для более точного оконтуривания поднятий и выявления активных разломов в пределах сильно рас-

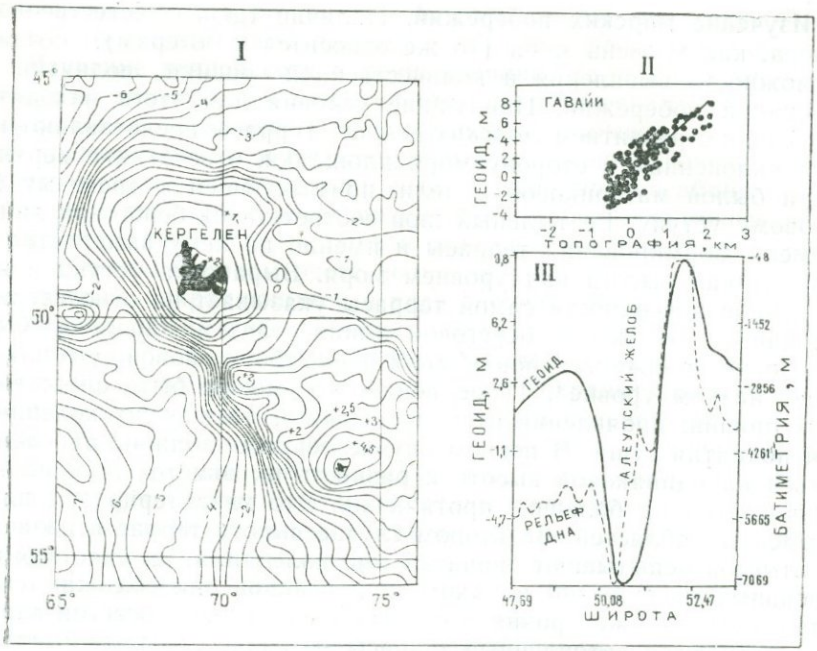


Рис. 9.13. Рельеф поверхности геоида в океанах (по данным лазерной и радарной спутниковой альтиметрии) как отражение подводного рельефа:

I — над хребтом Кергелен, изогипсы в метрах (по М. Реко, Ф. Шарви, 1987); *II* — над Гавайским хребтом (по Д. Т. Сандуэлу, К. Р. Маккензи, 1989); *III* — над Алеутским глубоководным желобом и островной дугой (по А. Казенаве и др. 1986)

члененных денудацией молодых горных стран и денудационных равнин платформ применяются различные морфометрические методы, разработанные в основном в нашей стране: для равнин — В. П. Философовым, Л. Б. Аристарховой, для горных стран — Н. П. Костенко, А. В. Орловой, Н. П. Кочневой. Исходным материалом служат топографические карты, которые обрабатываются таким образом, чтобы снять влияние денудационного расчленения, в особенности эрозионного вреза. Конкретные приемы такого снятия различны: в методике В. П. Философова они заключаются в проведении огибающих кривых, проходящих через пересечение тальвегов долин одного порядка одноименными изогипсами (карты базисных поверхностей), в методике Л. Б. Аристарховой такими кривыми соединяются положительные выступы одноименных и отдельные отметки близких по значению горизонталей (карты морфоизогипс). Исследователи горных стран ориентируются на отметки вершинных поверхностей и полосы крутых уступов рельефа, интерпретируемые как отражение разломов; в результате выявляется глыбовое (блоковое) или сводово-глыбовое (блоковое) расчленение горных стран.

Изучение морских побережий. Наличие такого естественного репера, как уровень моря (то же относится к озерам), создает возможность выявления и количественной оценки поднятий и опусканий побережий. Наилучшие условия для этого находятся в районах с развитием *морских террас*. Террасы представляют пологонаклоненные в сторону моря площадки, отвечающие верхней части былой материковой отмели, примыкающей к древнему береговому уступу. Ее тыльный шов соответствует береговой линии времени формирования террасы и именно по нему замеряется ее современная высота над уровнем моря. Выработка уступа и выровненной поверхности самой террасы указывает на относительно устойчивое положение береговой линии. Затем должно было произойти понижение уровня моря и выработка новой террасы на более низком уровне[1]. Такое понижение может быть следствием двух причин: проявления отрицательных эвстатических колебаний или поднятия суши. В первом случае террасы должны прослеживаться на одинаковой высоте и разность их отметок должна выдерживаться на большом протяжении. Это характерно для платформенных областей. Во втором случае высота террас и разность их отметок испытывают значительные колебания; на участках интенсивных погружений и накопления осадков они сближаются, а затем уходят ниже уровня моря. На шельфе близ берегов нередко встречаются затопленные террасы — свидетельство быстрого подъема уровня моря или быстрых опусканий суши.

Изучение морфологии берегов дает дополнительный материал для суждения о направленности новейших движений. Для опускающихся берегов характерен резко изрезанный контур с многочисленными заливами, бухтами, полуостровами, мысами, абразионным типом берега[2], с устьями рек в виде эстуариев или уменьшающихся в размерах дельт, а также уменьшающиеся благодаря наступанию баров лагуны, понижающиеся в сторону моря береговые валы. На шельфе против таких берегов часто наблюдаются следы затопленного наземного рельефа — подводные продолжения речных долин, моренные гряды, дюны, барханы, затопленные леса, торфяники, коры выветривания, почвы, погребенные льды, обращенные формы рельефа (понижения на месте антиклиналей), погруженные ниже уровня обитания рифостроящих организмов (до 45—50 м) и отмершие коралловые рифы. Поднимающимся берегам свойственны: более или менее выровненные очертания, преимущественно аккумулятивный тип берега, устья рек в виде дельт, испытывающих разрастание[3], серии береговых валов с отметками,

---

[1] Российские исследователи теоретически показали, что террасы могут возникать и при равномерном снижении уровня моря или поднятии суши.

[2] Этот признак не имеет абсолютного значения: при малой устойчивости пород берег усиленно размывается и при медленном поднятии.

[3] Но дельты крупных рек обычно локализуются в крупных прогибах, перпендикулярных побережью, и их рост связан с превышением темпа накопления осадочного материала над скоростью опускания субстрата дельты.

повышающимися в сторону суши, разрастающиеся бары, а иногда и отгороженные ими лагуны, поднятые коралловые рифы.

Изучение речной сети и речных долин. Заложение речных долин, как правило, предопределяется тектоническими условиями: они развиваются преимущественно вдоль разрывов, зон повышенной трещиноватости и синклинальных понижений. При перестройке структурного плана реки вынуждены приспосабливаться к растущим антиклинальным поднятиям, наиболее активные из которых отклоняют течение реки и вызывают изгибы речного русла. При особенно быстром росте поднятий реки покидают свои прежние долины, сохраняющиеся в виде висячих долин, и прокладывают новые в обход этих поднятий, образуя излучины. Но если речной поток обладает большой живой силой, река оказывается в состоянии преодолеть подъем складки и сохранить прежнее положение, углубляя свое русло с постепенным возрастанием глубины вреза. Так образуются *антецедентные долины* — прорывы реки через более молодые антиклинальные возвышенности. В таких долинах нередко наблюдаются *врезанные меандры* — признак того, что река первоначально текла по равнине. Перестройки структурного плана часто являются также причиной *речных перехватов* — расширения одного речного бассейна за счет другого. Обычно таким бассейном оказывается тот, который расположен в области большего относительного тектонического погружения.

Тектонические движения, испытываемые местностью, по которой протекает река, находят свое отражение и в форме *продольного и поперечного профиля,* и во всем строении ее долины.

На *участке относительных поднятий* увеличивается уклон русла реки, меандры испытывают спрямление или исчезают вовсе, пойма суживается, аллювий представлен наиболее грубыми разностями, обладает небольшой мощностью, относится к типу перестилаемого аллювия или вообще отсутствует, ширина долины невелика, террасы узкие, цокольного или эрозионного типа, достигают значительной высоты над руслом, число их сравнительно велико. При особенно быстром поднятии долина сужается до ширины поймы, террасы вообще исчезают, эрозионный врез резко увеличивается, река течет в каньоне.

На *участке относительных опусканий* уклон русла уменьшается, пойма и вся долина расширяются, появляются меандры, аллювий относится к выстилающему типу, сложен тонким материалом, представлен пойменной и старичной фациями, обладает значительной мощностью, его подошва нередко залегает заметно глубже современного ложа реки (переуглубленные долины), террасы широкие, аккумулятивного типа, сравнительно малочисленные, так как при переходе от участков поднятий происходит их слияние и частичный уход под уровень русла, начиная с более молодых и низких; высота террас и разности их отметок понижаются (рис. 9.14). В аридных зонах характерно появление пойменной растительности на участках речных долин, расположенных сразу выше по течению от зон поднятий, благодаря подпруживанию

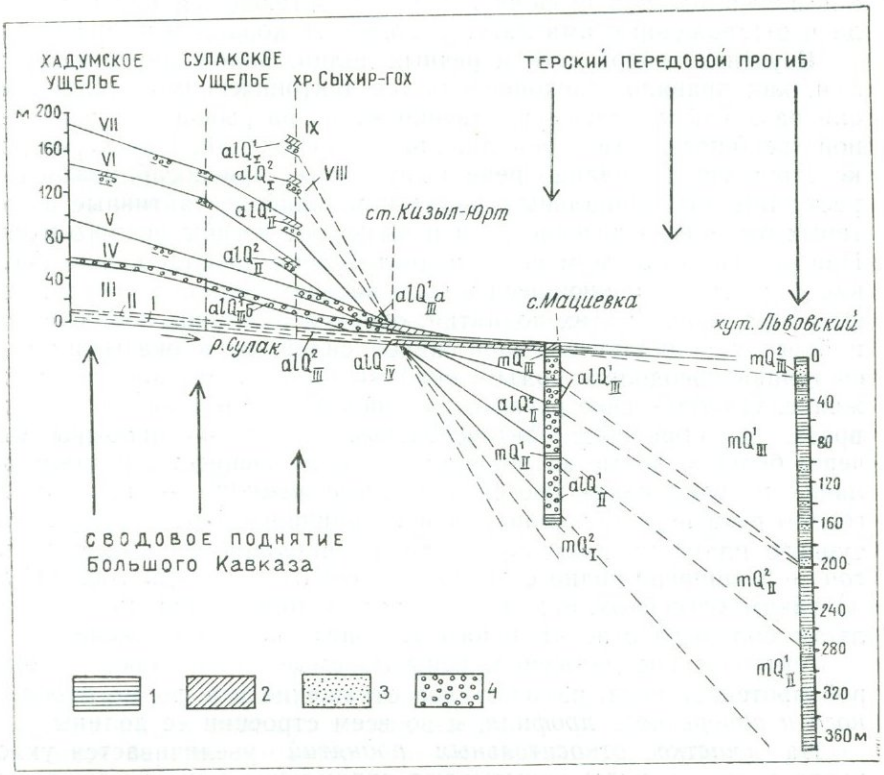


Рис. 9.14. «Ножницы» террас р. Сулак при переходе от сводового поднятия Большого Кавказа к Терскому передовому прогибу, где бурением вскрыты коррелятивные аллювиальные отложения (al), а далее на север — фациально замещающие их морские отложения (m). По А. В. Кожевникову (1964):
1 — глины; *2* — суглинки; *3* — пески; *4* — галечники

подруслового потока, остающегося на месте реки в жаркое и сухое время года.

Нередко наблюдаемая асимметрия речных долин — один берег крутой, другой — пологий, если она не подчиняется закону Бэра [1], связана с неравномерным поднятием берегов. Вообще, если река течет параллельно растущему поднятию, она постепенно сползает с него и подмывает противоположный берег. Но иногда наблюдается и обратная картина: антиклиналь, которой отвечает значительный гравитационный максимум, как бы притягивает к себе реку и тогда та подмывает «антиклинальный берег» (подмыв Волгой Жигулевских гор и т. п.).

Изучение поверхностей выравнивания. Подобно тому как изучение высотных отметок морских и речных террас дает представ-

[1] Согласно этому закону, реки, протекающие в Северном полушарии, отклоняются вправо вследствие вращения Земли (в Южном полушарии — влево).

ление об амплитуде и скорости новейших поднятий на побережьях и в долинах, в пределах водораздельных пространств горных стран и денудационных равнин реперами служат поверхности выравнивания. В то время как наиболее древние речные террасы имеют плиоценовый возраст, наиболее молодые поверхности выравнивания относятся к раннечетвертичному времени, а наиболее ранние восходят к миоцену в эпигеосинклинальных орогенах (Кавказ, Карпаты и др.), к палеогену — мелу в эпиплатформенных орогенах (Тянь-Шань, Урал и др.), к мелу — юре на древних платформах (Сибирская, Африканская, Южно-Американская). Поэтому изучение поверхностей выравнивания, их деформаций служит практически единственным методом восстановления тектонических движений суши неоген-палеогенового и мезозойского времени.

Поверхности выравнивания (пенеплены) в горных странах представляют относительно слабоволнистые, располагающиеся почти горизонтально или полого наклоненные к периферии горных сооружений нагорные равнины, срезающие складчатую структуру этих сооружений. Они образуют в их рельефе как бы «лестницу», служащую продолжением вверх «лестницы» речных и морских террас. Наиболее высокая и наиболее древняя поверхность занимает центральную часть хребта, нередко охватывая его главный водораздел[1] и переходя с одного склона на другой. Остальные поверхности выравнивания развиты по периферии хребта и располагаются концентрически, последовательно понижаясь к окраинам горной страны. На этих поверхностях, особенно более низких и молодых, местами сохраняются осадки, чаще всего речные, озерные, иногда морские, что создает возможность непосредственного определения условий их образования и возраста.

Первично поверхности выравнивания представляли собой денудационные, абразионные или абразионно-аккумулятивные (ближе к морскому бассейну) равнины. Образование их «лестницы» связано, очевидно, с периодическим оживлением и усилением восходящих движений (рис. 9.15). Поднятие вызывает оживление попятной глубинной эрозии, распространяющейся от смежных бассейнов передовых и межгорных прогибов. Эрозия сначала глубинная, затем боковая и последующий плоскостной смыв с отступанием склонов, а нередко и абразия, связанная с трансгрессией моря на периферии горного сооружения, частично уничтожают более раннюю поверхность выравнивания и создают новую на более низком уровне. Этот процесс обычно не доходит до конца и прерывается новой фазой воздымания. В результате в центральной части горного сооружения (или континентальной платформы) сохраняются останцы более древней поверхности, окаймленной по периферии более молодой. Так возникает целая серия поверхностей выравнивания, пока, наконец, восходящие движения не ста-

[1] В некоторых горных сооружениях свидетелем былого существования такой поверхности служит лишь примерная одновысотность водораздельных вершин («уровень вершин»).

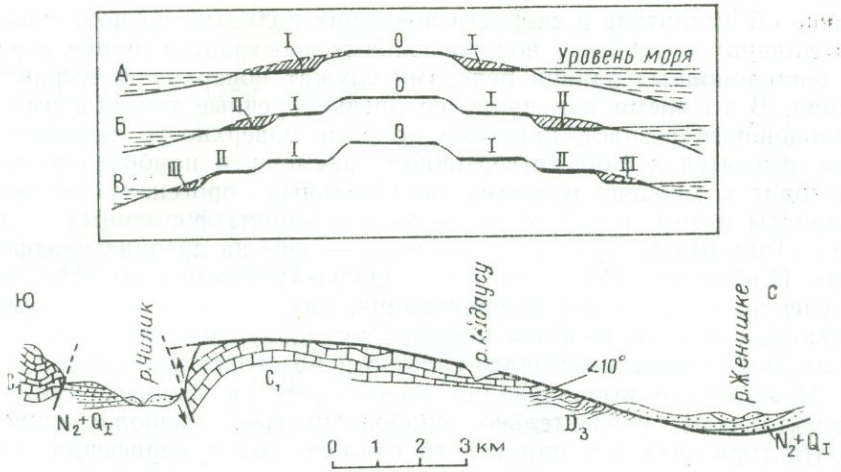


Рис. 9.15. Схема последовательного формирования поверхностей выравнивания *I—III* по мере поднятия горного сооружения; штриховкой обозначен очередной денудационный врез (по В. Е. Хаину, 1973). Внизу — тектонические деформации (изгибы, разрывные смещения) одной из древних поверхностей выравнивания в Заилийском Алатау (по А. В. Горячеву, 1959)

нут настолько интенсивными, а периоды их затухания настолько непродолжительными, что начнется энергичное врезание речных долин, а боковая эрозия ограничится выработкой террасовых поверхностей в пределах последних.

Поскольку поверхности выравнивания образуются на небольшой высоте над уровнем моря и их поверхность может быть приближенно принята за горизонтальную, современная абсолютная высота данной поверхности дает возможность определить общую амплитуду и скорость поднятия горной страны со времени ее образования. Разность отметок между двумя смежными поверхностями позволяет определить амплитуду и скорость поднятия за время, отделяющее возникновение более высокой и древней поверхности от более низкой и молодой. Изменение отметок одной и той же поверхности и испытываемые ею вертикальные смещения указывают на ее деформацию и позволяют выявить характер этой деформации путем построения соответствующих карт. Это, по существу, основной метод изучения структуры внутриконтинентальных, эпиплатформенных орогенов.

Затруднения вызывает определение возраста отдельных поверхностей выравнивания там, где они не перекрыты палеонтологически охарактеризованными отложениями. В этом случае приходится прибегать к сопоставлению с *коррелятными отложениями* смежных седиментационных бассейнов, в частности предгорных и межгорных прогибов. В их разрезах времени выработки каждой поверхности выравнивания соответствует (т. е. с ней коррелируется, откуда и название «коррелятные») пачка осадков, начинающаяся с более грубых (начало врезания) и заканчиваю-

щаяся более тонкими (конец формирования поверхности) образованиями. Залегают эти пачки в обратной последовательности по отношению к «лестнице» поверхностей — более древние под более молодыми. Абсолютная амплитуда и скорость поднятия за новейшее время могут быть определены по минералам магматических пород, если известны их возраст, температура образования и палеогеотермический градиент. Примером может служить Береговой хребет Британской Колумбии (Западная Канада), где история поднятия за неоген изучалась по цирконам и апатитам, возраст которых был установлен по следам радиоактивного распада («трекам деления»).

Картографический метод. Синтезом всех данных о проявлении новейших движений являются карты новейшей тектоники. Первая такая карта для территории СССР была опубликована в 1950 г. под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца, в 1977 г. вышло ее второе издание. В 1983 г. была издана «Неотектоническая карта Мира» под редакцией Н. И. Николаева. На всех этих картах цветовыми обозначениями показано распределение новейших (миоцен-четвертичных на первой карте, олигоцен-четвертичных — на второй) поднятий и опусканий: для них установлены различные цветовые гаммы. Амплитуда поднятий оценена по отметкам поверхностей выравнивания и современного рельефа, амплитуда опусканий — по положению подошвы миоценовых (на первой карте) или олигоценовых (на второй карте) отложений во впадинах. Для платформенных областей и орогенов приняты разные шкалы амплитуд движений и применены разные оттенки цветов, разными оттенками выделены эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогены, хотя они и не различаются по амплитудам и градиентам поднятий. Несовершенством этих карт, особенно первой, является недостаточное отражение горизонтальных движений; показаны лишь некоторые надвиги и сдвиги, без указания их амплитуды.

ГЛАВА 10

ВНУТРЕННИЕ ОБЛАСТИ ОКЕАНОВ

Двумя главными элементами рельефа и структуры внутренних областей океанов являются срединно-океанские хребты и абиссальные равнины с осложняющими их поднятиями и хребтами. Мы начнем наш обзор со срединно-океанских хребтов, приуроченных к дивергентным границам литосферных плит.

10.1. Срединно-океанские хребты

Хотя Срединно-Атлантический хребет был открыт уже в 30-е годы нашего века, лишь в конце 50-х годов М. Юинг и Б. Хейзен установили, что он является лишь одним из звеньев мировой

системы срединно-океанских хребтов, пронизывающей все океаны и имеющей общую протяженность около 60 тыс. км, среднюю глубину порядка 2500 м и возвышающихся над ложем океана на 1000—3000 м (см. рис. 5.1). Ширина хребтов составляет от многих сотен до 2000—4000 км; последние цифры относятся к срединному хребту Тихого океана, который обычно называют Восточно-Тихоокеанским поднятием.

Срединно-Атлантический хребет имеет наибольшее основание называться именно срединным, так как почти на всем своем протяжении он отстоит на равном расстоянии от ограничивающих океан материков. В Северном Ледовитом океане продолжением этого хребта служит хр. Гаккеля, названный так в честь его первооткрывателя — русского географа; в зарубежной литературе его иногда именуют хребтом Нансена — Гаккеля. Хребет Гаккеля занимает срединное положение лишь по отношению к одной, самой молодой глубоководной котловине Арктического океана — Евразийской котловине. На востоке он упирается в континентальный склон моря Лаптевых, но в пределах этого шельфового моря продолжается погребенным рифтовым грабеном. На крайнем юге Атлантики, в районе о. Буве, Срединно-Атлантический хребет раздваивается (тройное сочленение). Короткая запад-юго-западная ветвь, именуемая Американо-Антарктическим хребтом, отходит от него к западу и прослеживается вплоть до южного окончания Южно-Сандвичевой островной дуги, где срезается трансформным разломом. Другая ветвь — Африкано-Антарктический хребет — простирается в северо-восточном направлении между Африкой и Антарктидой и переходит в Юго-Западный Индоокеанский хребет. Последний почти в центре Индийского океана сочленяется с двумя другими срединными хребтами этого океана — Аравийско-Индийским хребтом, протягивающимся в северном направлении, и Юго-Восточным Индоокеанским хребтом. Аравийско-Индийский хребет простирается между Африкой с Мадагаскаром и Аравией на западе и Индостаном на северо-востоке; в виде хребта Шеба он продолжается в Аденский залив и далее в рифты Красного моря и Восточной Африки.

Юго-Восточный Индоокеанский хребет переходит в Австрало-Антарктический хребет, а последний к югу от о. Тасмания — в Южно-Тихоокеанское поднятие. Последнее сменяется далее к северо-востоку меридиональным Восточно-Тихоокеанским поднятием, занимающим в Тихом океане отнюдь не срединное, а сильно смещенное к востоку положение. В северном направлении это поднятие все больше приближается к американскому побережью и в конце концов уходит в Калифорнийский залив, срезаясь в его вершине разломом Сан-Андреас и погружаясь под континент Северной Америки. Разлом Сан-Андреас продолжается к север-северо-западу и выходит в океан у мыса Мендосино, сочленяясь с широтным разломом того же названия. К северу от этого разлома в океане вновь появляется хребет срединного типа; в своей южной части он именуется хр. Горда, а в северной — хр. Хуан-де-Фука;

на подступах к заливу Аляска последний окончательно срезается разломом. Остается добавить, что на юге, против побережья Чили, от Восточно-Тихоокеанского поднятия к юго-востоку отходит ветвь, получившая название Западно-Чилийского поднятия; на крайнем юге Чили оно уходит под Южно-Американский континент.

Такова мировая система срединно-океанских хребтов; мы видели выше, что в ряде районов ее звенья внедряются или утыкаются в континентальные структуры — под морем Лаптевых, в Аденском и Калифорнийском заливах, на юге Чили.

В строении срединно-океанских хребтов обычно выделяются три зоны— осевая зона, большей частью представленная рифтовой долиной (грабеном), гребневая зона, по обе стороны этой долины с сильно расчлененным рельефом, и зона флангов или склонов хребта, постепенно понижающаяся в направлении смежных абиссальных равнин. Рифтовые долины, протягивающиеся вдоль осей хребтов и представляющие оси активного спрединга, имеют глубину 1—2 км при ширине в несколько километров. Они имеют строение сложных грабенов, с рядом ступеней, спускающихся к центру долины. Наблюдения с подводных обитаемых аппаратов обнаружили ряд интересных черт строения дна и склонов рифтовых долин (рис. 10.1). На дне существуют открытые трещины растяжения, подобные давно известным под названием «гьяу» на о. Исландия, представляющем приподнятый над уровнем океана участок Срединно-Атлантического хребта.

Имеются здесь и многочисленные центры вулканических поднятий, выраженные холмами высотой до 200—300 м, местами застывшие лавовые озера. Потоки базальтовых лав имеют форму труб, а в поперечном сечении сплюснутых шаров — подушек, столь характерную для их древних аналогов, встречаемых на суше. Нередко они очень свежие, о чем свидетельствует почти полное отсутствие поверх них осадков; в Красном море они лишь слегка припудрены известковым илом. Но современных излияний нигде не встречено; они отмечены лишь непосредственно к югу от Исландии. По обе стороны от молодых вулканических центров обнаружены гидротермы, сначала в Красном море, затем в Тихом и позднее в Атлантическом океанах. Эти гидротермы представляют весьма впечатляющее зрелище; они отлагают сульфиды, сульфаты и окислы металлов (цинка, меди, железа, марганца и др.), образующие скопления, достигающие в высоту десятков метров, которые в будущем могут иметь серьезное промышленное значение. Струи горячей воды, содержащей в растворе газы H_2, CO_2, H, CH_4 и указанные выше металлические соединения, нагреты до температуры 350°. Над жерлами, из которых они выделяются, воздымаются облака из тонкодисперсных сульфатов, благодаря чему эти гидротермы получили название черных и белых (в зависимости от состава преобладающих минералов сульфидов и сульфатов) курильщиков. Благодаря высокой концентрации во флюидах сероводорода вокруг гидротерм бурно развиваются сульфиднокислые

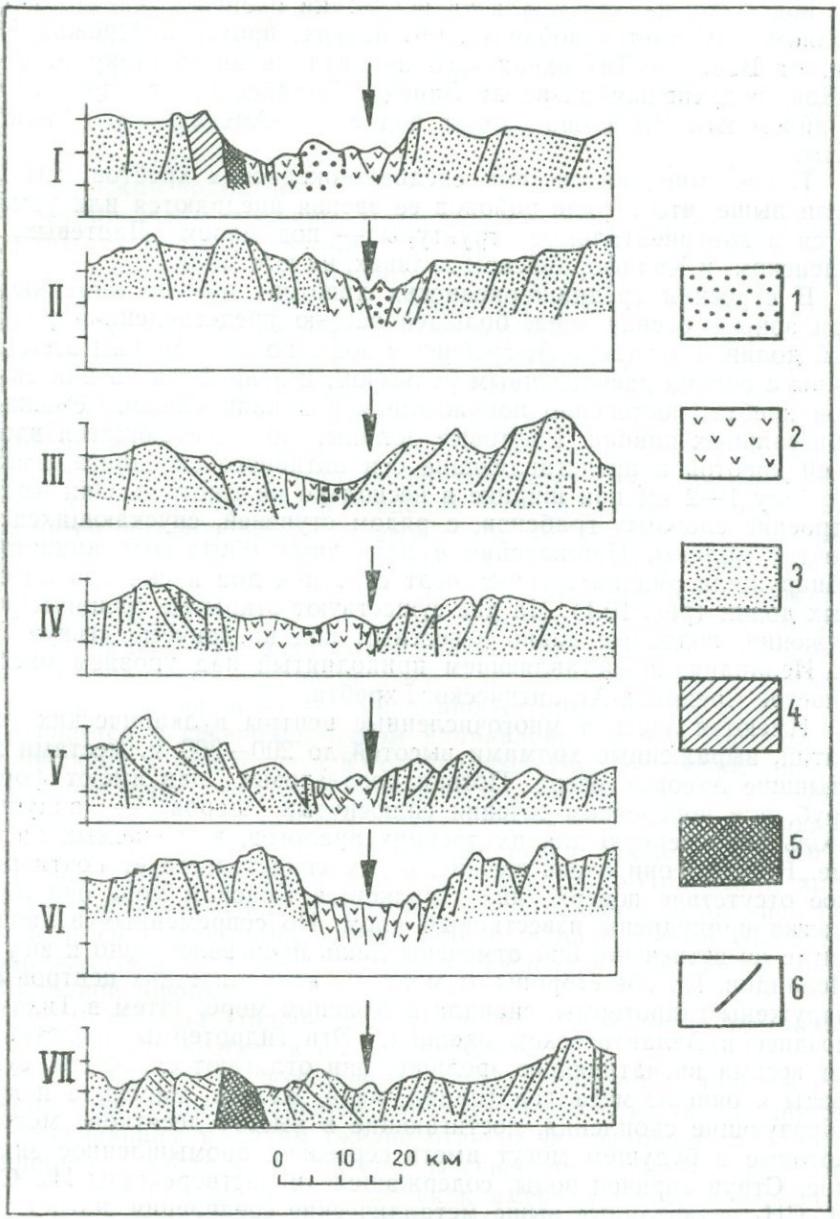


Рис. 10.1. Вариации в магматическом и структурном проявлении низкоскоростного спрединга на профилях через осевую часть срединно-океанского хребта Центральной Атлантики, по Дж. Карсону и др. (1987). Профили расположены в порядке убывания роли базальтового вулканизма и нарастания относительной роли разрывных структур растяжения. Превышение вертикального масштаба в 3 раза. Привязка профилей к полигонам глубоководного геологического картирования: *I* — MARK, *2*; *II* — FAMOUS; *III* — TAG; *IV* — MARK, *5*; *V* — MARK, *4*; *VI* — AMAR; *VII* — MARK, *3*. *1* — свежие базальты; *2* — базальты, слегка прикрытые осадками; *3* — более древние базальты под чехлом осадков; *4* — метагаббро; *5* — серпентинизированные перидотиты; *6* — разрывы

бактерии, служащие пищей для более высокоорганизованных живых существ, в том числе ранее неизвестных биологической науке.

Деятельность гидротерм связана со взаимодействием поднимающейся вдоль осей спрединга базальтовой магмы с морской водой. Вода проникает в трещины остывающих базальтовых лав и выщелачивает из них металлы и другие соединения и затем осаждает их при своем охлаждении. Открытие гидротерм показало, что осевые зоны срединно-океанских хребтов характеризуются весьма высоким тепловым потоком, и позволило констатировать, что осевые зоны срединно-океанских хребтов являются основными зонами выделения внутреннего тепла Земли.

Как уже указывалось, рифтовые долины практически не заполнены осадками. Исключение составляют осыпи и обвалы у подножия уступов по краям этих долин, высота которых может превышать 1 км. Эти осыпи состоят из глыб и щебня пород океанской коры — базальтов, габбро, перидотитов — и образуют особый тип осадочных пород, который русские морские литологи И. О. Мурдмаа и В. П. Петелин назвали эдафогенными. В разрезе 2-го слоя океанской коры они могут переслаиваться с подушечными и массивными базальтами. В основании 1-го слоя океанской коры при бурении нередко встречаются металлоносные осадки — продукты отложения материала, выделяемого гидротермами.

Рифтовые долины наблюдаются далеко не на всем протяжении срединно-океанских хребтов. Восточно- и Южно-Тихоокеанские поднятия почти на всю свою длину лишены таких долин; вместо них на оси спрединга располагаются горсты, возвышающиеся над гребневыми зонами. Вместе с большей шириной этих хребтов и их относительно слабой расчлененностью это и придает им скорее характер пологих поднятий, чем настоящих хребтов, что и повлияло на их название. Отсутствуют рифты и на значительной части хр. Рейкьянес — отрезка Срединно-Атлантического хребта, отходящего на юг от одноименного полуострова Исландии.

Отсутствие рифтовых долин и появление вместо них осевых горстов обычно связывается с высокой скоростью спрединга (>8 см/г), свойственной тихоокеанским поднятиям (но не хребту Рейкьянес!), и обильным магмовыделением, при котором не успевает происходить проседание оси хребта при эпизодическом опорожнении магматической камеры. Есть и другие объяснения.

Как показали сейсмические исследования, такие камеры являются, даже в случае Восточно-Тихоокеанского поднятия, весьма узкими, шириной в первые километры, а их кровля, опять-таки в пределах этого поднятия, поднимается даже в ранее образованную кору, достигая глубины лишь в 2—3 км от поверхности дна при мощности всего в первые сотни метров (рис. 10.2). На медленноспрединговых ($v<5$ см/г) хребтах камеры не достигают такого уровня. По простиранию хребтов они развиты весьма неравномерно, по существу прерываясь в полосах пересечения хребтов

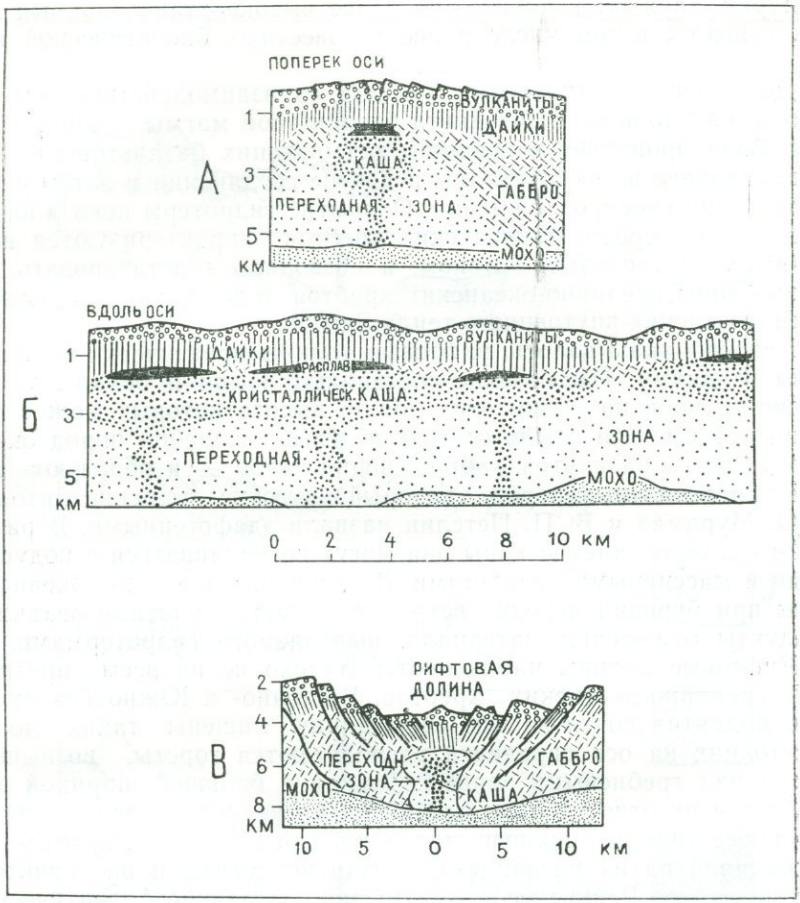


Рис. 10.2. Модель области магматического питания высокоскоростных (*А*, *Б*) и низкоскоростных (*В*) зон океанского спрединга, по Дж. Синтону, Р. Детрику (1991)

трансформными разломами. Питание магмой этих камер происходит из астеносферы, с глубины 30—35 км.

Продукты вулканической деятельности срединных хребтов океанов неизменно принадлежат к семейству толеитовых базальтов (см. гл. 5). В резко подчиненном количестве в срединных хребтах драгированием подняты более кислые магматические породы — плагиограниты, рассматриваемые как дифференциаты толеит-базальтовой магмы. На о. Исландия кислые породы — «исландиты» — составляют 14% обнаженного разреза, в Индийском океане плагиограниты встречены в количестве 1% от драгированных пород.

Помимо повышенного теплового потока и вулканической активности осевые зоны срединно-океанских хребтов отличаются

сейсмической активностью, являясь одновременно сейсмическими поясами. Но очаги землетрясений, механизм которых указывает на растяжение, лежат не глубже 30 км, что и отвечает максимальной мощности литосферы под срединными хребтами, а выделяемая энергия оказывается почти на порядок меньше максимальной энергии землетрясений, происходящих на конвергентных границах плит.

Гребневые зоны срединно-океанских хребтов занимают полосы по обе стороны рифтовых долин или осевых горстов шириной в первые сотни километров. Как правило, они отличаются сильно расчлененным рельефом и блоковой тектоникой и состоят из чередования более поднятых и менее поднятых линейных блоков, расчлененных субвертикальными разломами. В гребневых зонах еще сохраняется сейсмическая активность. Появляется осадочный чехол, но он распространен прерывисто, заполняя «карманы» на более погруженных блоках, и мощность его обычно измеряется лишь десятками метров. По возрасту осадки не древнее позднего миоцена; это соответствует тому, что гребневые зоны обычно очерчиваются 5-й линейной магнитной аномалией (поздний миоцен, около 10 млн лет).

Фланговые зоны (склоны) срединно-океанских хребтов — наиболее широкие их зоны, измеряемые многими сотнями и даже тысячами километров (последнее относится к хребтам Тихого океана). В пределах этих зон происходит плавное понижение рельефа в сторону абиссальных равнин. Склоны срединных хребтов практически асейсмичны. Осадочный чехол здесь уже развит повсеместно, его возрастной диапазон увеличивается до олигоцена включительно, мощность постепенно возрастает в направлении абиссальных равнин до сотен метров.

Линейные магнитные аномалии в пределах срединно-океанских хребтов находят свое наиболее яркое выражение. Ограничивает эти хребты обычно 14-я аномалия с возрастом, как указывалось, около 40 млн лет (начало олигоцена). Изучение этих аномалий позволило вскрыть некоторые интересные особенности развития хребтов. Во-первых, выяснилось, первоначально на примере Австрало-Антарктического хребта, что спрединг происходит не всегда вполне симметрично, т. е. с одинаковой скоростью по обе стороны хребта; в меньшей степени это оказалось справедливым и для хр. Гаккеля в Арктике. Во-вторых, может наблюдаться перескок осей спрединга параллельно самим себе. Перескоки ярко выражены в Норвежско-Гренландском бассейне, где они произошли дважды в течение кайнозоя, а также южнее Исландии (рис. 10.3). В Тихом океане, к северу и югу от пересечения Восточно-Тихоокеанского поднятия Галапагосской зоной разломов, перескок произошел в неогене, причем на северном участке древняя ось спрединга располагается к западу от современной, совпадая с хр. Математиков, а на южном участке — к востоку; это Южно-Галапагосский хребет (А. В. Живаго). В дальнейшем на примере северной части Срединно-Атлантического хребта (С. В. Аплонов)

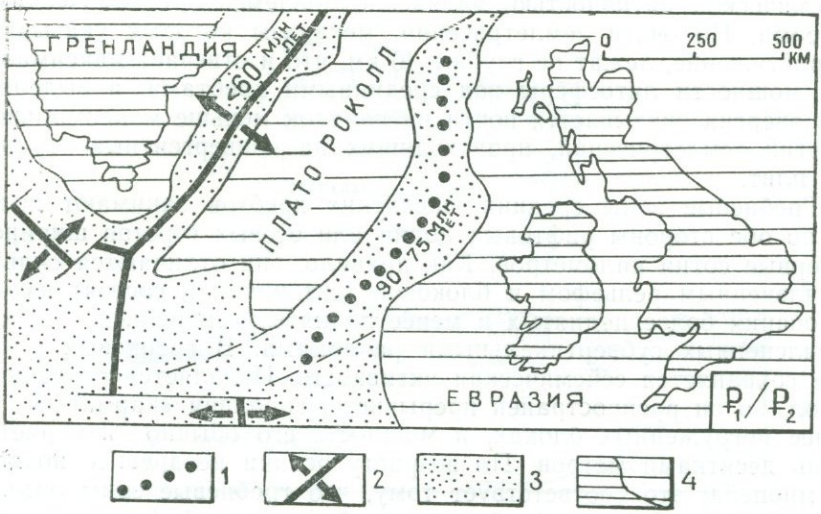


Рис. 10.3. Перескок атлантической оси спрединга из трога Роколл на запад, на линию современного хребта Рейкьянес, что привело к обособлению микроконтинента Роколл. Реконструкция на конец палеоцена, по А. Лаутону (1975), с изменениями:

1 — отмершая позднемеловая ось спрединга в троге Роколл; *2* — активные оси спрединга; *3* — новообразованная океанская литосфера; *4* — континентальная литосфера на суше и под морем

выяснилось, что перескоки мелкого масштаба представляют, по-видимому, обычное явление. Возможно, что именно с ними связана асимметрия в разрастании океанской коры по обе стороны современных осей спрединга. Соотношение аномалий позволяет судить и о переориентировке оси спрединга (рис. 10.4).

Но скорость спрединга меняется во времени (рис. 10.5), как это можно установить по ширине полос океанской коры, образованной за определенный интервал геологического времени. Так, периодом высокой скорости спрединга (до 18 см в год) был период спокойного магнитного поля, т. е. отсутствия инверсий его полярности, охватывающий середину мела, с апта по турон включительно. А так как существует определенная корреляция между скоростью спрединга и объемом срединных хребтов, то чем выше эта скорость, тем больше объем хребта (это хорошо видно на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия), а следовательно, и вытесненной воды. Это способствует подъему уровня Мирового океана и является, как впервые отметили Р. Ларсон и У. Питман, причиной глобальных трансгрессий. Вообще изменения скорости спрединга оказываются, таким образом, главной причиной эвстатических колебаний уровня океана.

Само существование срединных хребтов как топографических возвышенностей ложа океанов обязано разогреву слагающей их литосферы. Это видно из того, что срединные хребты не проявля-

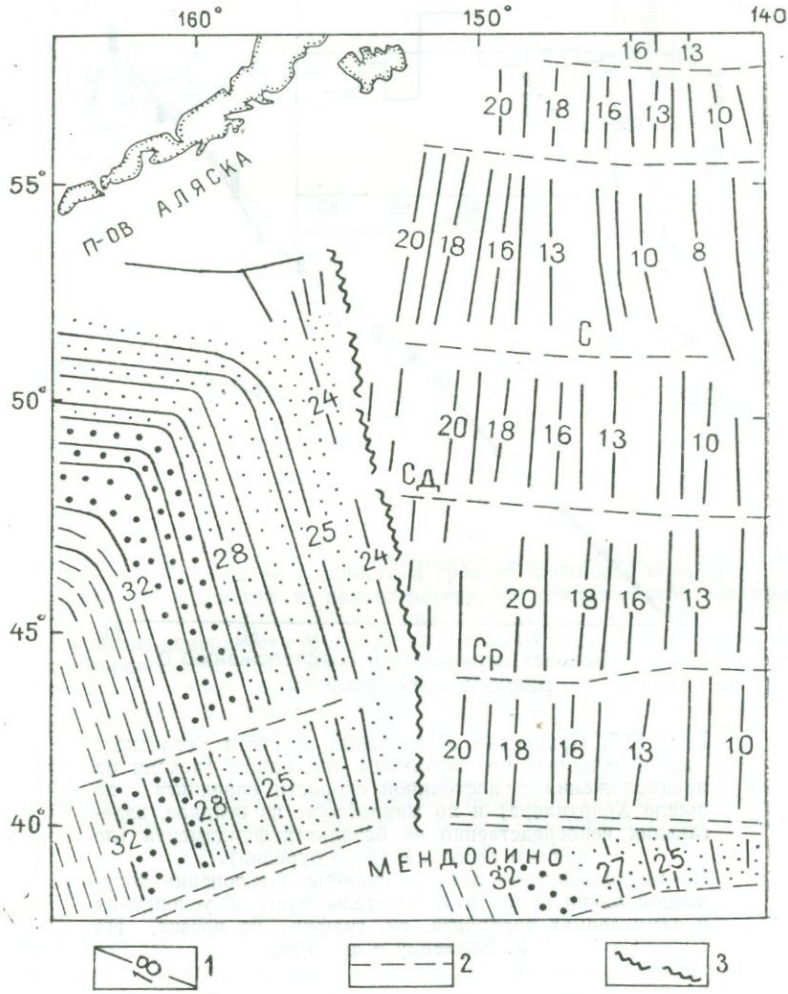


Рис. 10.4. Размещение линейных магнитных аномалий на крайнем северо-востоке Тихого океана, свидетельствующее о переориентировке спрединга на дивергентной границе литосферных плит Тихоокеанской и Фаральон в позднем палеоцене. По Д. Каресcу и др., 1988:

1 — линейные магнитные аномалии и их номера; *2* — трансформные разломы (С — Сила; Сд — Седна; Ср — Сарвейер); *3* — зона сочленения относительно древней (обозначена штрихами и крапом) и более молодой частей Тихоокеанской плиты, имеющих разную ориентировку линейных магнитных аномалий

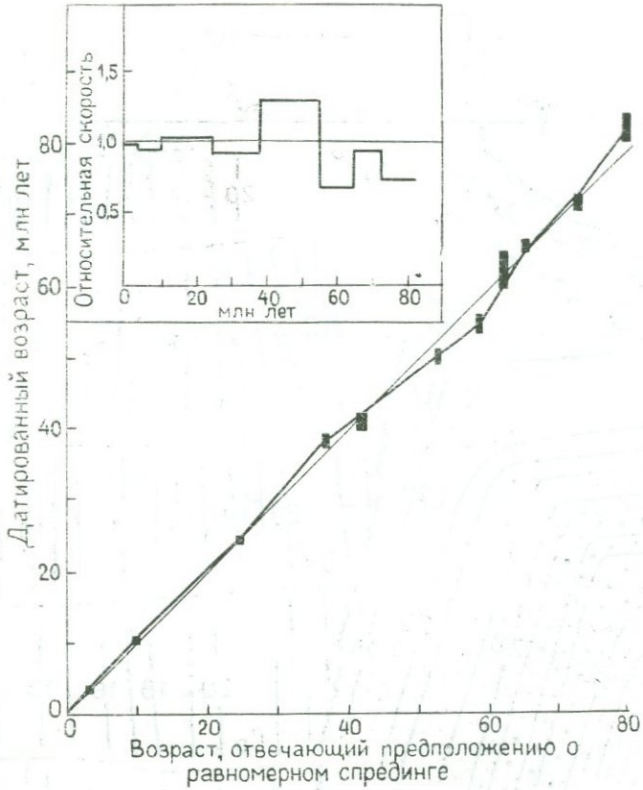


Рис. 10.5. Сравнение определений возраста океанского дна, полученных по магнитным аномалиям (исходя из предположения о постоянной скорости спрединга, по шкале Хейртцлера) и по микрофауне из осадков, залегающих непосредственно на базальтах фундамента (по данным глубоководного бурения).

Прямоугольники — пределы ошибок. Отклонения полученной линии от прямой свидетельствуют об ускорениях и замедлениях спрединга, см. график на врезке. По У. Харленду и др., 1985

ют себя сколько-нибудь значительными аномалиями в поле силы тяжести. По мере остывания литосферы с удалением от оси спрединга она становится плотнее, чему еще способствует закрытие трещин в связи с заполнением их минеральным веществом, и подвергается опусканию. Как установили Дж. Слейтер и О. Г. Сорохтин, увеличение глубины океана прямо пропорционально квадратному корню из возраста океанской литосферы. Соответствующая кривая имеет относительно крутой наклон до возраста 40—60 млн лет, т. е. в пределах срединных хребтов и их склонов до глубины 5000 м, а далее выполаживается, плавно опускаясь до 6000 м, что уже отвечает абиссальным равнинам (рис. 10.6).

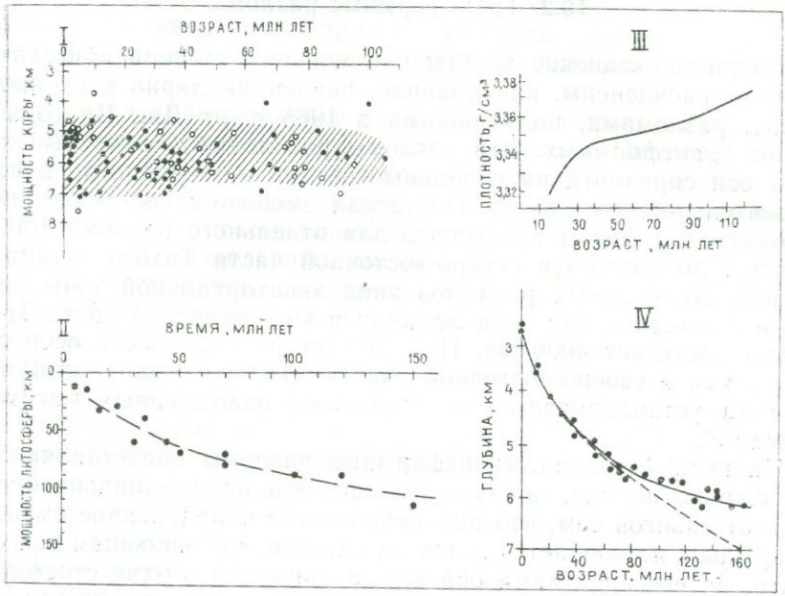


Рис. 10.6. Увеличение мощности и средней плотности океанской литосферы с возрастом и, как следствие, ее изостатическое погружение:

I — выше поверхности Мохоровичича такая зависимость отсутствует: суммарные мощности второго и третьего слоев коры, Тихий океан, черными точками выделены наиболее надежные данные (по Дж. Мак-Клейну, К. Аталлаху, 1986); *II, III* — увеличение мощности океанской литосферы в результате ее наращивания мантийным перидотитом и соответствующее увеличение ее средней плотности (по И. Саксу, 1983); *IV* — корреляция между глубиной залегания литосферы в северной части Атлантического и Тихого океанов и ее возрастом; измеренные значения даны в сравнении с расчетными кривыми (по Дж. Слейтеру, К. Тепскотту, 1979)

Именно этим объясняется, что современные срединно-океанские хребты имеют возраст, не выходящий или почти не выходящий за пределы олигоцена, а абиссальные равнины подстилаются более древней корой.

Установление четкой зависимости между возрастом коры и глубиной океана открыло путь для палеоокеанских реконструкций. Выше уже указывалось, каким образом по линейным магнитным аномалиям можно восстановить ширину океана на момент времени, отвечающий возрасту этих аномалий. Теперь мы видим, что использование зависимости глубины от возраста коры позволяет определить и глубину океана. А далее, зная общие закономерности распределения течений в современных океанах, можно смоделировать и циркуляцию воды в древнем океане. Всем этим теперь и занимается новое научное направление — палеоокеанология.

10.2. Трансформные разломы

Срединно-океанские хребты и в меньшей степени абиссальные равнины расчленены, как правило, перпендикулярно к их простиранию, разломами, получившими в 1965 г. от Дж. Вилсона название *трансформных*. Эти разломы расчленяют срединные хребты и оси спрединга на отдельные сегменты, смещенные в плане относительно друг друга. Амплитуда смещения составляет сотни километров и может превышать для отдельного разлома 1000 км (разлом Мендосино в северо-восточной части Тихого океана), а по зоне сближенных разломов типа экваториальной зоны разломов в Атлантике или зоне Элтанин в юго-восточной части Тихого океана достигает 4000 км. При отсутствии поблизости осей спрединга, как в северо-восточной части Тихого океана, амплитуда разлома устанавливается по смещению одноименных магнитных аномалий.

На первый взгляд, трансформные разломы представляют собой сдвиги, но, как показал Вилсон, они принципиально отличаются от сдвигов тем, что противоположно направленное смещение их крыльев наблюдается лишь на участке, соединяющем оси спрединга. За его пределами оба крыла движутся в одну сторону, хотя скорость этого движения может несколько отличаться. Эта особенность трансформных разломов очень скоро была подтверждена сейсмологами, обнаружившими, что землетрясения происходят вдоль этих разломов только на участках между осями спрединга (рис. 10.7). Позднее прямые наблюдения с подводных обитаемых аппаратов над зеркалами скольжения принесли дополнитель-

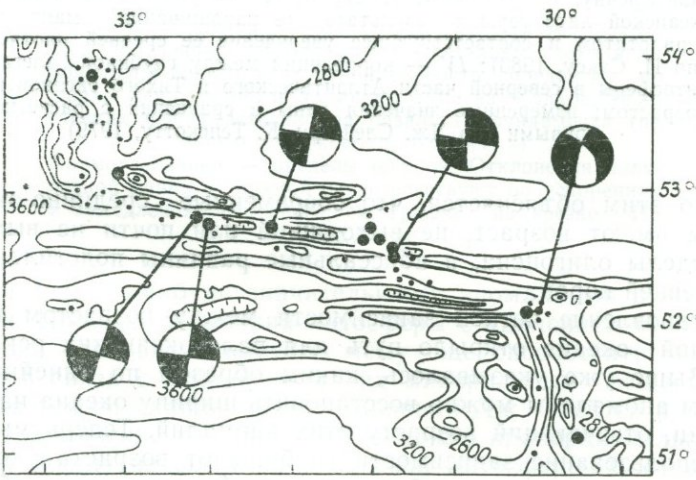


Рис. 10.7. Трансформный разлом Чарли-Гиббс в Северной Атлантике, его выражение в подводном рельефе и сейсмичности. Фокальные механизмы указывают на правосторонний сдвиг. Изобаты в метрах (по Р. Сирлу, 1988)

ное подтверждение теории Вилсона. За пределами сейсмически активных участков трансформные разломы являются как бы мертвыми и представляют лишь следы бывших смещений, зафиксированные в древней коре.

Траектории трансформных разломов не только перпендикулярны срединным хребтам, но и следуют вдоль малых кругов, проведенных относительно полюсов раскрытия (что и дает возможность, как указывалось, устанавливать положение этих полюсов), а направление скольжения вдоль них отвечает направлению движения плит, разделенных смещаемой осью спрединга. Но за пределами сейсмоактивного участка простирание разлома может отклоняться от простирания малого круга, и чем дальше от этого участка, тем больше. Это означает, что в более раннее время положение полюса раскрытия и направление движения плит могли отличаться от современных.

В некоторых районах океана трансформные разломы и в гребневой зоне хребта ориентированы косо по отношению к оси спрединга, например в хр. Рейкьянес в Атлантике и в Аравийско-Индийском хребте в Индийском океане. Эти случаи требуют специального объяснения.

Морфологически трансформные разломы выражены уступами, иногда высотой более 1 км, и вытянутыми вдоль них узкими ущельями глубиной до 1,5 км в гребневой зоне хребта и до 0,5 км на его флангах. Относительно поднятым всегда оказывается крыло разлома, сложенное более молодой литосферой, что соответствует закономерности Слейтера — Сорохтина о погружении литосферы с возрастом. Уступы трансформных разломов нередко дают хорошие обнажения разрезов океанской коры и верхов мантии, удобные для драгирования и наблюдений с подводных аппаратов.

Вдоль трансформных разломов наблюдаются проявления вулканической деятельности, гидротермы и протрузии серпентинизированных пород мантии.

Трансформные разломы различаются по своему масштабу и значению. Прежде всего выделяется категория крупнейших разломов. В. Е. Хаин предложил именовать их магистральными, а Ю. М. Пущаровский — трансокеанскими. Они пересекают океан от края до края, не только срединные хребты, но и абиссальные равнины, и могут продолжаться в пределы смежных материков. Протяженность подобных разломов нередко составляет несколько тысяч километров, например разломов-гигантов северо-восточной части Тихого океана — Мендосино, Меррей, Кларион, Клиппертон, а расстояние между ними — порядка тысячи километров (рис. 10.8). Такие разломы известны во всех океанах: в Тихом — помимо названных разлом (зона разломов) Элтанин в юго-восточной его части, в Атлантическом — разломы Чарли — Гиббс, Азоро-Гибралтарский, разломы экваториальной зоны: Вима, Чейн, Романш, разломы Риу-Гранди и Фолклендско-Агульясский, в Индийском — Оуэн на северо-западе, в Северном Ледовитом —

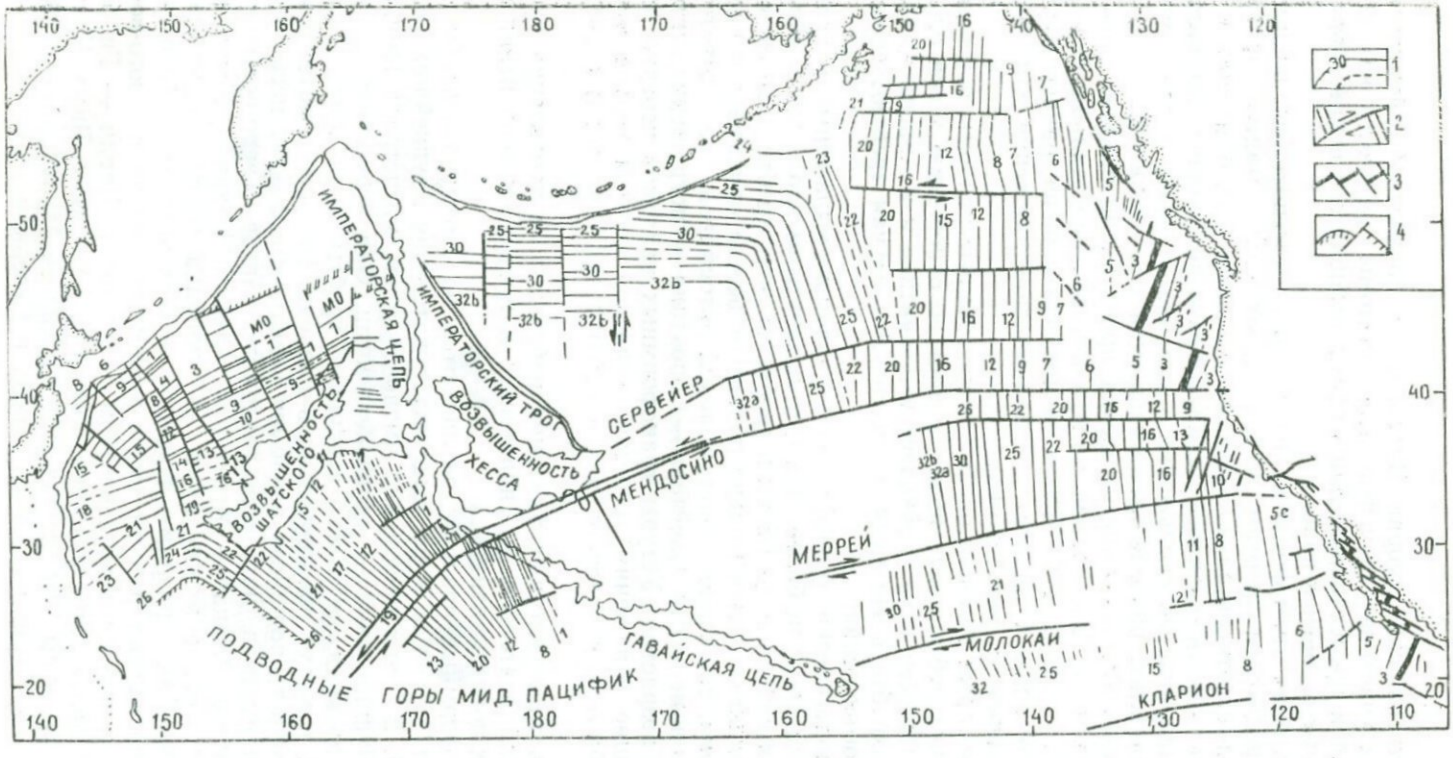


Рис. 10.8. Строение дна северной части Тихого океана, по Т. Хильде, Н. Исезаки и Дж. Вагерману (1976):
1 — магнитные аномалии и их номера (в японско-гавайской группе аномалий М1—М29 для удобства опущена буква М); *2* — трансформные разломы и направление смещений; *3* — современный спрединговый хребет; *4* — граница зоны спокойного магнитного поля

Шпицбергенский разлом. Эти разломы в наибольшей мере отвечают исходным представлениям Дж. Т. Вилсона. Они делят океаны на сегменты, раскрывавшиеся в разное время. Например, Атлантика к югу от Азоро-Гибралтарского разлома начала раскрываться еще в конце средней — начале поздней юры, а к северу — лишь в начале мела (к этому вопросу мы вернемся ниже).

Ущелья вдоль магистральных разломов местами достигают довольно значительной ширины и большой глубины, превышающей обычную глубину абиссальных равнин. Это внутриплитные или трансформные желоба; один из них, желоб Романш в Экваториальной Атлантике, имеет глубину 7728 м. Существование таких желобов, несомненно, свидетельствует о проявлении некоторого растяжения поперек желоба. На других участках тех же разломов могут наблюдаться, напротив, следы сжатия с надвиганием одного крыла разлома на другой, например вдоль разлома Элтанин в Тихом океане. В этих случаях породы более глубоких слоев океанской коры и даже верхней мантии могут оказаться залегающими гипсометрически выше пород верхних слоев коры, например перидотиты и габбро выше базальтов.

Хороший пример смены растяжения сжатием по простиранию одного и того же разлома дает Азоро-Гибралтарский разлом. На западе, близ срединного хребта и в районе Азорского архипелага преобладает растяжение; оно даже привело к некоторому спредингу и образованию микроплиты, получившей название Азорской. На востоке картина обратная: вместо растяжения сжатие, проявленное в образовани банки Горриндж против побережья Португалии, с надвиганием южного крыла разлома на северное. Таким образом, на западе наблюдается сдвиго-раздвиг, или транстенсия (transtension), а на востоке — сдвиго-надвиг, или транспрессия (transpression), по выражению английских геологов. Эти изменения, несомненно, связаны с изменениями в расположении полюсов вращения литосферных плит.

Детальные исследования зон разломов Центральной Атлантики, проведенные в последние годы русскими (под руководством Ю. М. Пущаровского) и западными экспедициями, показали, что действительная структура этих зон еще более сложна, чем это предполагалось ранее. Выяснилось, в частности, что эти зоны фактически состоят из нескольких квазипараллельных, нередко кулисообразно подставляющих друг друга разломов и гряд между этими разломами, несколько отличающихся по простиранию, и что растяжение и сжатие сменяют одно другое не только вдоль зоны, но и поперек ее простирания.

Кроме магистральных разломов существует еще по крайней мере три порядка трансформных разломов меньшего масштаба. Наиболее крупные из них пересекают срединные хребты примерно через 100—200 км и продолжаются на некоторое расстояние в пределы абиссальных равнин. Разломы следующей по значению категории не выходят за пределы срединных хребтов и отстоят друг

от друга на десятки километров. Наконец, более мелкие разломы пересекают лишь гребневые зоны и рифтовые долины.

Недавно установлено любопытное явление прорастания, или пропагации, оси спрединга по простиранию, за ограничивавший ее трансформный разлом. Это приводит к появлению в соседнем сегменте новой оси спрединга рядом с прежней. В конце концов старая ось спрединга может отмереть, произойдет перескок активной оси спрединга в новое положение.

Как само образование трансформных разломов служит цели приспособления положения оси спрединга к ее изгибу под влиянием изменившегося направления смещения литосферных плит, так и перескоки и прорастание осей спрединга также связаны с перестройками в относительных перемещениях этих плит.

В последние годы обнаружено, что на отдельных довольно протяженных (до 800 км) отрезках Восточно-Тихоокеанского поднятия и Срединно-Атлантического хребта хорошо выраженные трансформные разломы отсутствуют, а сегментация хребта осуществляется таким образом, что ось спрединга распадается на отдельные небольшие, несколько криволинейные отрезки, кулисообразно заходящие друг на друга. Русский геофизик А. И. Шеменда сумел экспериментально воспроизвести подобную структуру.

10.3. Абиссальные равнины

Абиссальные равнины по занимаемой ими площади являются преобладающим элементом строения океанского ложа, занимая пространство между срединными хребтами и континентальными подножиями. Они подстилаются корой в основном доолигоценового возраста и имеют глубину от 4000 до 6000 м, если не считать прорезающих их трансформных желобов, только что упоминавшихся выше. Кора в пределах абиссальных равнин отвечает нормальному для океанов типу и в общем выдержана по толщине, за исключением того, что осадочный слой в направлении континентального подножия постепенно увеличивается в мощности за счет появления все более древних горизонтов, до верхов средней юры (бат-келловей) в Атлантическом и Тихом океанах, а также за счет поступления обломочного и вулканического материала с суши (пелагические осадки сменяются гемипелагическими), в частности эоловым путем. Против устьев крупных рек — Амазонки, Нигера, Конго, Инда и особенно Ганга и Брахмапутры в вершине Бенгальского залива и некоторых других — на нормальную океанскую кору накладываются мощные конусы выноса, продолжающие дельты. Их мощность может достигать нескольких километров, а значительная роль в сложении принадлежит турбидитам. Во втором слое исчезает разница в сейсмических скоростях верхней (2А) и нижней (2В) частей за счет повышения плотности верхней части в связи с охлаждением и «залечиванием» трещин. Возрастает и мощность литосферы благодаря опусканию ее границы с астеносферой, опять-таки вследствие охлаждения. Но

все эти изменения происходят плавно, растягиваясь на большие расстояния.

Некоторые абиссальные равнины, особенно в Атлантическом и Индийском океанах, обладают почти идеально плоским рельефом, обязанным тому, что повсеместно наблюдаемые неровности поверхности акустического фундамента здесь затянуты достаточно мощным слоем осадков. Другие абиссальные равнины, преимущественно в Тихом океане, характеризуются, напротив, холмистым рельефом, обычно непосредственно отражающим неровности кровли фундамента, т. е. базальтового слоя, возникшие еще в период его формирования и развития на срединном хребте. Опять же в Тихом океане, но отчасти и в других океанах среди равнин возвышаются подводные вулканические горы; их насчитываются тысячи. Некоторые такие вулканы выступают над поверхностью океана в виде вулканических островов, например Реюньон в Индийском океане, а их высота над океанским ложем сравнима с высотой самых высоких пиков на суше (например, вулканы о. Гавайи). Особую разновидность подводных гор образуют гийоты [1] — плосковершинные возвышенности, встречающиеся на глубине до 2 км и представляющие потухшие вулканы, вершины которых в свое время были срезаны морской абразией, затем перекрыты мелководными осадками и далее погрузились, вследствие охлаждения подстилающей их коры, ниже уровня океана. Гийоты также наиболее многочисленны в Тихом океане, в его западной части.

Абиссальные равнины в мегарельефе ложа океанов распадаются на отдельные котловины, разделенные крупными подводными хребтами и возвышенностями (см. 10.4). Котловины имеют обычно округло-овальную форму и более 1000 км по длинной оси. В Атлантическом океане к западу от срединного хребта выделяются котловины Северо-Американская, Гвианская, Бразильская, Аргентинская, а к востоку — Иберийская, Канарская, Гвинейская, Ангольская, Капская; в Индийском океане на западе — Сомалийская, Мадагаскарская, Мозамбикская, Маскаренская, Крозе, на востоке — Бенгальская, Уортон, Северо-Австралийская, Перт; в Тихом океане — Северо-Западная, Центральная, Южная, Северо-Восточная — к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, Гватемальская. Кокосовая, Перуанская. Наска. Чилийская — к востоку от этого поднятия, Беллинсгаузена — к югу от Южно-Тихоокеанского поднятия и др.

10.4. Внутриплитные возвышенности и хребты

Кроме срединно-океанских спрединговых хребтов в Мировом океане существует еще большое число крупных подводных возвышенностей и хребтов иного происхождения, разделяющих глубо-

[1] Названы Г. Хессом в честь французского ученого А. Гийота (A. Guyot); в нашей литературе неправильно транскрибируются как гайоты.

ководные котловины. Эти поднятия океанского ложа имеют разнообразную форму. Одни из них более или менее изометричные, овально-округлые, например, Бермудское — в Атлантическом океане, Крозе — в Индийском, Шатского и Хесса — в Тихом и ряд других. Некоторые из них за плоский рельеф, образованный осадочным слоем, называют плато, например плато Онтонг-Джава в Тихом океане. Другие — отчетливо линейные, протягивающиеся местами на тысячи километров при ширине порядка сотни километров; классические примеры — Мальдивский и Восточно-Индийский хребты в Индийском океане. Третьи имеют промежуточную форму — вытянутую, с несколько неправильными очертаниями, например Кергелен в Индийском океане, Китовый хребет — в Атлантическом. Все эти хребты и возвышенности поднимаются над смежными глубоководными котловинами на 2—3 км и больше; кое-где их вершины выступают над уровнем океана в виде островов — Бермудские, Зеленого Мыса в Атлантике, Крозе, Кергелен и Херд в Индийском океане и немногие другие. Линейные хребты, в отличие от срединно-океанских спрединговых, иногда называют асейсмичными, но это определение не всегда достаточно точно, например в Мальдивском и Восточно-Индийском хребтах известны очаги землетрясений.

Для большинства внутриплитных поднятий очевидно вулканическое происхождение. Для Императорско-Гавайского хребта оно непосредственно доказывается современным вулканизмом на о. Гавайи, вулканической природой остальных островов Гавайской цепи и вскрытием вулканических построек бурением на ряде гийотов Императорского хребта. Такие же древние вулканические аппараты вскрыты бурением на о-вах Лайн в Тихом океане, Восточно-Индийском и Мальдивском хребтах в Индийском океане. Действующие или недавно потухшие вулканы наглядно свидетельствуют о происхождении Канарских островов в Атлантике, Коморских в Индийском океане. На Бермудском, Риу-Гранди, Китовом и других поднятиях и хребтах в Атлантике, Маскаренском в Индийском под осадочным чехлом вскрыты базальты, обычно повышенной щелочности, характерные для внутиплитных океанских островов. На о. Кергелен и о-вах Зеленого Мыса известны и интрузии пород — дифференциатов щелочно-базальтовой магмы. Все это не оставляет сомнений в том, что подавляющая часть внутриплитных поднятий океана, если не все эти поднятия, обязана своим образованием процессам магматизма.

С этим в общем согласуется и наблюдаемое практически под всеми поднятиями утолщение коры, мощность которой в отдельных поднятиях, например Шатского, Хесса, Онтонг-Джава в Тихом океане, может превышать 30 км, т. е. становится сравнимой с континентальной. Последнее дало повод относить эти поднятия к категории микроконтинентов (см. ниже), однако более детальное сейсмическое изучение строения их коры показало, что она имеет то же трехслойное строение, что и типичная океанская кора, с теми же скоростными характеристиками каждого из слоев,

Океанская природа коры поднятий подтверждается и составом вулканитов верхов 2-го слоя, вскрытых бурением. Увеличение общей мощности коры идет за счет возрастания мощности всех трех слоев в отдельности. Для 2-го и 3-го слоев это, очевидно, объясняется увеличением интенсивности магматизма по сравнению с нормальной для спрединговых зон, а также большей продолжительностью его проявления, в связи с чем нормальная океанская кора надстраивается позднее образованными вулканитами, а в некоторых случаях, как на Кергелене и о-вах Зеленого Мыса, и внедрением интрузий. Мощность осадочного слоя на поднятиях тоже бывает увеличенной, поскольку вершины поднятий находятся выше уровня растворения карбонатов или на столь небольшой глубине, что здесь возможно образование биогермов.

Возникновение внутиплитных поднятий обычно связывают с действием мантийных струй и горячими точками, для которых типичен свойственный этим поднятиям щелочно-базальтовый магматизм. Определенная часть горячих точек приурочена к тройным сочленениям осей спрединга. Рисунок магнитных аномалий севера Тихого океана позволяет предполагать такое происхождение для поднятий Шатского и Хесса; о. Буве на юге Атлантики занимает подобное положение. Другая, бóльшая, часть поднятий расположена на пересечении спрединговых хребтов крупными трансформными разломами. Хороший современный пример дает Исландия, которая, по выражению французов, «сидит верхом» на Срединно-Атлантическом хребте, причем в том его месте, где он пересекается зоной разломов, создавшей весь Гренландско-Фарерский порог. Мощность коры Исландии составляет 40 км, что давало повод одно время относить ее к континентальной, но слагающие Исландию неоген-четвертичные вулканиты — это довольно типичные вулканиты 2-го слоя и сейсмическая структура коры отвечает океанской.

Затухание вуканической деятельности на горячей точке, расположенной на оси спрединга, и дальнейшее продолжение спрединга может привести к тому, что сооружение, подобное Исландии, окажется разорванным и обе его части отодвинутыми на какое-то расстояние от современной оси спрединга. Так объясняют происхождение парных поднятий, таких, как Сеара и Сьерра-Леоне, Риу-Гранди и Китовый хребет в Атлантике, Кергелен и Брокен в Индийском океане, Моррис-Джесуп и Ермак в Северном Ледовитом океане. Раздвиг таких поднятий идет вдоль полос, параллельных трансформным разломам, т. е. в направлении движения плит.

К числу линейных хребтов, параллельных трансформным разломам, относятся такие их крупнейшие представители, как Восточно-Индийский и Мальдивский хребты в Индийском океане, из которых первый имеет длину 4,5 тыс. км. В Восточно-Индийском хребте бурением установлено, что он первоначально представлял цепь вулканических островов, возраст которых систематически омолаживается с севера на юг от позднемелового до эоценового, а

Мальдивский хребет и сейчас представляет цепочку коралловых атоллов.

Однако далеко не все вулканические хребты следуют направлениям трансформных разломов; некоторые ориентированы косо к ним. К таким относятся, в частности, Императорско-Гавайский хребет — классический пример хребта, связанного с горячей точкой, и параллельные ему хребты о-вов Маршалловых, Лайн, Туамоту, Кука. Все они простираются в соответствии с траекторией движения Тихоокеанской плиты.

Крупное скопление вулканических островов и гийотов в западно-центральной части Тихого океана, где вулканизм проявился особенно интенсивно в середине мела, было интерпретировано Л. П. Зоненшайном и М. И. Кузьминым уже не как горячая точка, а как целое горячее плато, связанное с мощной струей, поднимающейся от границы мантии и ядра. Современное положение этого пятна намечается юго-восточнее, в районе Французской Полинезии (о. Таити и соседние острова).

Хотя решающая роль магматизма в создании внутриплитных подводных хребтов и поднятий очевидна, нельзя исключить и значения тектонических процессов, в частности блоковых движений. Сейсмические профили через возвышенности Шатского, Хесса, Бермудскую, Китовый хребет показали, что они имеют блоковую структуру. Можно думать, что такое строение приобретено этими поднятиями после прекращения вулканизма, в процессе их охлаждения и опускания. Данные бурения свидетельствуют, что после прекращения вулканизма начинается погружение поднятий, которое подчиняется той же закономерности, которая была установлена Дж. Слейтером и О. Г. Сорохтиным для океанской коры, образованной на осях спрединга. Но отсчет должен вестись не от средней глубины срединно-океанских хребтов, а от уровня океана, так как все эти поднятия первоначально возвышались над этим уровнем.

Остается открытым вопрос о существовании чисто глыбовых, невулканических внутриплитных хребтов. К таким хребтам можно было бы отнести хребты Теуантепек, Карнеги и Наска в Тихом океане против берегов Центральной и Южной Америки, но отсутствие данных бурения и сейсмики не позволяет подтвердить или опровергнуть это допущение. Вполне возможно, что и эти хребты окажутся в своей основе вулканическими.

10.5. Микроконтиненты

Первоначально значительная часть внутренних поднятий океана с толстой корой относилась к категории микроконтинентов, но затем бурение и сейсмические исследования показали, что число настоящих представителей этой категории структур весьма ограниченно. В Атлантическом океане к ним относится плато Роколл близ Британских островов, банка Орфан близ Ньюфаундленда; в Индийском океане — плато Агульяс у южной оконечности Афри-

ки, Мадагаскар с его южным подводным продолжением, Сейшельские острова; в Тихом океане — возвышенности Лорд-Хау, Норфолк к востоку от Австралии, а также Новая Зеландия с Новозеландским подводным плато к востоку от нее; в Северном Ледовитом океане — хр. Ломоносова и под большим вопросом — хр. Альфа — Менделеева.

Микроконтиненты характеризуются плоским рельефом поверхности, лежащей на глубине до 2—3 км ниже уровня океана, но отдельные участки могут выступать в виде мелководных банок (Роколл) или даже островов, в некоторых случаях (например, Лорд-Хау) имеющих вулканическое происхождение. Особый случай представляет крупный, гористый о. Мадагаскар. Подстилаются микроконтиненты типичной, но утоненной до 25—30 км континентальной корой.

Осадочный чехол несколько утолщен по сравнению с абиссальными равнинами и в нем могут присутствовать отложения, предшествующие раскрытию данного океана. Вулканические проявления наблюдаются неповсеместно и принадлежат бимодальной ассоциации, характерной для континентальных рифтов. Возраст фундамента может быть различным — от палеозойского к востоку от Австралии до раннедокембрийского, даже архейского, на плато Роколл и Мадагаскаре.

Происхождение микроконтинентов представляется достаточно ясным — они откалывались от континентов обычно на ранних стадиях раскрытия океана; затем ось спрединга перескакивала в центральную часть современного океана. Начальной стадией обособления микроконтинентов является образование краевых плато (см. гл. 11), некоторые из них уже наполовину отделены от континента рифтовыми грабенами, в которых еще сохранилась утоненная континентальная кора. Примером может служить Квинслендское плато к востоку от Австралии. Следующая стадия — перерастание континентального рифта в зону спрединга — может быть проиллюстрирована примером трога Роколл, возникшего в конце мела и отделившего плато Роколл от материка Европы.

10.6. Возраст и происхождение океанов

В настоящее время благодаря глубоководному бурению и картированию линейных магнитных аномалий возраст современных океанских бассейнов может считаться уже довольно надежно установленным. В Атлантическом и Тихом океанах наиболее древняя кора имеет бат-келловейский (165 млн лет) доказанный возраст, возможно несколько древнее, в Индийском океане — оксфордский (158 млн лет), в Арктическом океане — среднемеловой (около 100 млн лет). Для всех океанов, кроме Тихого, этот возраст означает время начала взламывания коры суперконтинента Пангея и начала спрединга.

Как известно, к выводу о существовании в позднем палеозое и раннем мезозое такого суперконтинента пришел еще А. Вегенер,

обосновав его рядом геологических доказательств. Одним из них являлось соответствие очертаний материков по обе стороны Атлантического океана, другим — сходство наземных фаун и флор этого времени на материках, ныне разделенных Атлантическим и Индийским океанами (для южной части Пангеи, для Гондваны оно было установлено еще Э. Зюссом), третьим — одновременный охват гондванских материков позднепалеозойским покровным оледенением, невозможный при их стационарном положении, так как в этом случае значительная часть площади, покрытой льдами, оказалась бы в тропиках. Все эти аргументы Вегенера получили подтверждение в последующих исследованиях. В середине 60-х годов английский геофизик Э. Булард с сотрудниками проверил на ЭВМ совмещение материков, ныне разделенных Атлантикой, и получил вполне удовлетворительные результаты (рис. 10.9); аналогичные данные были получены затем для совмещения Индии и Австралии с Антарктидой. Позднепалеозойские — раннемезозойские наземные фауны и флоры Антарктиды, еще не известные Вегенеру в период создания его гипотезы, хорошо вписались в реконструкцию Пангеи; то же касается следов позднепалеозойского оледенения на этом материке.

Но решающее подтверждение справедливости постоений Вегенера принесли, конечно, данные палеомагнетизма, начавшие накапливаться с 50-х годов. Они убедили подавляющее большинство геологов в молодости современных океанов. Впрочем, в отношении Тихого океана этот тезис может быть принят лишь с серьезными оговорками. Неоспоримо, конечно, что современная кора Тихого океана, не древнее юры, но данные геологического изучения обрамления этого океана приводят к выводу, что он должен быть намного более древним. К этим данным относится прежде всего распространение офиолитов, т. е. древней коры океанского типа, почти по всей периферии океана, причем возраст этих офиолитов возрастает в направлении от океана в глубь континентов, а наиболее древние офиолиты принадлежат рифею (Юго-Восточный Китай), кембрию (о. Тасмания, Австралия, Новая Зеландия) и ордовику (Корякия, Калифорния, Южные Анды). Можно думать таким образом, что это и есть исчезнувшая доюрская кора Тихого океана или по крайней мере его окраинных морей.

Далее, палеогеографические реконструкции тихоокеанского обрамления показывают, что трансгрессии на континентальные окраины неизменно приходили со стороны современной акватории Тихого океана. Наиболее древняя пассивная окраина пра-Тихого океана, относящаяся к среднему-позднему рифею, сохранилась в Северо-Американских Кордильерах, позднерифейская — раннекембрийская — в Австралии (складчатая система Аделаида), а элементы (более гипотетические) еще более древних — раннепротерозойских — активных окраин с краевыми вулканоплутоническими поясами обнаруживаются на крайнем северо-западе Канадского щита, в районе Большого Медвежьего озера, и на северо-востоке Австралии, в Квинсленде. Данные палеомагнетизма показыва-

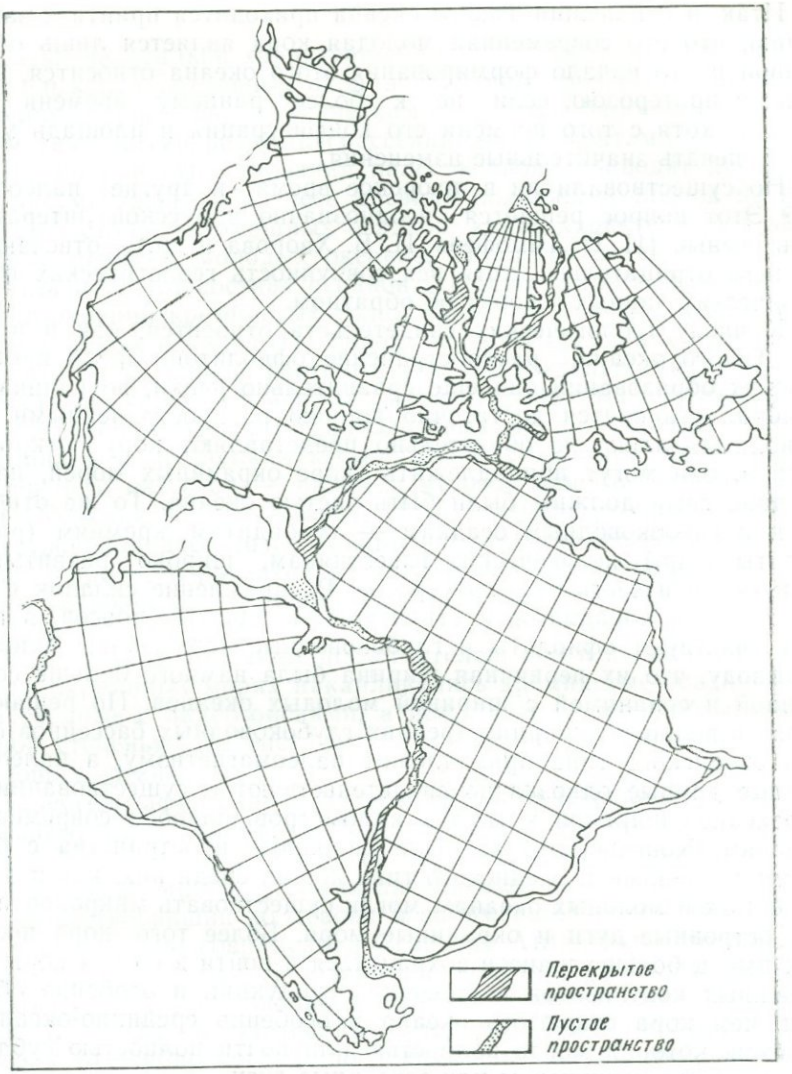


Рис. 10.9. Совмещение континентальных единиц, разобщенных при раскрытии Атлантического океана в позднем мезозое — кайнозое. По Э. Буларду и др. (1965)

ют, что океанское пространство должно было существовать на месте современного Тихого океана по крайней мере с начала палеозоя. И наконец, невозможность образования всей водной массы Мирового океана за счет ее поступления из мантии в течение юрско-четвертичного времени уже сама по себе заставляет допустить существование древних, доюрских, океанов, особенно Тихого в позднем палеозое — раннем мезозое, когда почти вся площадь материков представляла сушу.

Итак, в отношении Тихого океана приходится прийти к заключению, что его современная молодая кора является лишь обновленной и что начало формирования этого океана относится, вероятно, к протерозою, если не к более раннему времени (см. гл. 17), хотя с того времени его конфигурация и площадь могли претерпевать значительные изменения.

Но существовали ли в доюрское время и другие палеоокеаны? Этот вопрос решается неоднозначно в русской литературе; есть ученые (П. П. Тимофеев, И. В. Хворова и др.), отвечающие на него отрицательно, хотя вся совкупность геологических и геофизических данных говорит об обратном.

К числу геологических свидетельств относится, как и в случае Тихого океана, распространение офиолитов. Среди протерозойских образований они еще сравнительно редки, но начиная с кембрия становятся достаточно широко распространенными. Эти офиолиты далеко не обязательно представляют кору открытого океана, они могут принадлежать коре окраинных морей, но последние сами должны были быть частью океана. То же относится и к глубоководным осадкам — турбидитам, кремням (радиоляриты и др.), пелагическим известнякам, широко развитым в палеозое и известным в протерозое. Распрямление складок и восстановление донадвиговой структуры складчатых поясов, в которых участвуют офиолиты и глубоководные отложения, приводят к выводу, что их первичная ширина была намного больше современной и сравнимой с шириной молодых океанов. Но решающее слово в вопросе о ширине древних глубоководных бассейнов с корой океанского типа принадлежит палеомагнетизму, а палеомагнитные данные однозначно свидетельствуют о существовании палеоокеанов шириной в тысячи километров, подобно современным океанам. Конечно, это не были сплошные пространства с большими глубинами и океанского типа корой; среди них, как и в современных и молодых океанах, могли существовать микроконтиненты, островные дуги и окраинные моря. Более того, кора последних имела больше шансов сохраниться и войти в состав коры современных континентов в процессе субдукции и особенно обдукции, чем кора открытого океана и особенно срединно-океанских хребтов, которая могла полностью или почти полностью субдуцироваться под континенты или островные дуги.

Серьезным дополнительным аргументом в пользу существования доюрских океанов является широкое распространение не только палеозойских, но и докембрийских комплексов отложений, характерных для современных континентальных окраин (А. И. Конюхов). Кроме турбидитов, которые образуются на глубинах не менее 1200—1800 м, особенно показательно присутствие осадков приливно-отливного происхождения, так называемых тайдалитов, так как приливы наблюдаются лишь в крупных открытых бассейнах и не свойственны окраинным и внутренним морям. Приливно-отливное происхождение могут иметь строматолиты, получившие массовое распространение уже в протерозое. Показательно так-

же развитие осадков, характерных для зон апвеллинга, т. е. подъема вдоль континентальных окраин глубинных вод, обогащенных соединениями фосфора, органическим углеродом, биогенным кремнеземом, некоторыми редкими и рассеянными элементами (U, V, Cu).

Противники существования палеоокеанов приводят два главных аргумента: 1) в разрезе древних подвижных поясов не наблюдается столь маломощных осадков, какие характеризуют абиссальные равнины молодых океанов, 2) состав осадков этих поясов отличается от состава осадков молодых океанов, в особенности в отношении кремнистых толщ, якобы не имеющих аналогов в чехле молодых океанов. По поводу первого аргумента надо заметить, что он не вполне соответствует действительности, — можно привести примеры маломощных, конденсированных разрезов начиная с нижнепалеозойских граптолитовых сланцев Южных нагорий Шотландии и продолжая кремнистыми, радиоляриевыми сериями верхнего пазеозоя — нижнего мезозоя нашего Дальнего Востока (Корякия, Сихотэ-Алинь). Но нет ничего удивительного и в существовании достаточно мощных толщ, ибо осадки океанского чехла в процессе развития палеокеана надстраиваются отложениями островных дуг, сопровождавших их прогибов и окраинных морей.

Второй аргумент также несостоятелен, ибо и в молодых океанах и окраинных морях накапливались кремнистые осадки, в общем сходные с палеозойскими, а некоторые отличия объясняются разной степенью диагенетических изменений и состава породообразующих организмов.

Палеогеографические и палеотектонические реконструкции показывают, что в палеозое и позднем протерозое существовал кроме пра-Тихого океана ряд других океанских бассейнов. Одним из них был океан Япетус (термин английского геолога У. Б. Харланда), существовавший до девона и занимавший положение, близкое к положению современной Северной Атлантики. Это дало основание Дж. Т. Вилсону говорить о повторном раскрытии Атлантики в юре. Другой, значительно более крупный, океан — Палеоазиатский (Урало-Охотский) — отделил Восточно-Европейский материк от Сибирского, а последний — от Китайско-Корейского; он существовал до позднего палеозоя, а на крайнем востоке и до раннего мезозоя включительно. Третий океан простирался в широтном направлении между северными и южными материками; он давно получил название Тетиса; развитие этого океана продолжалось до кайнозоя, а частично продолжается и в современную эпоху (Средиземное море). Наконец, в Арктической области Земли намечается существование в палеозое и мезозое еще одного океана — Арктического.

Приведенные выше датировки возраста отдельных из современных океанов относятся к их наиболее древним сегментам. Между тем раскрытие океанов происходило не сразу на всем их протяжении, а по отдельным сегментам, разграниченным магистральными трансформными разломами, как бы с остановками на каж-

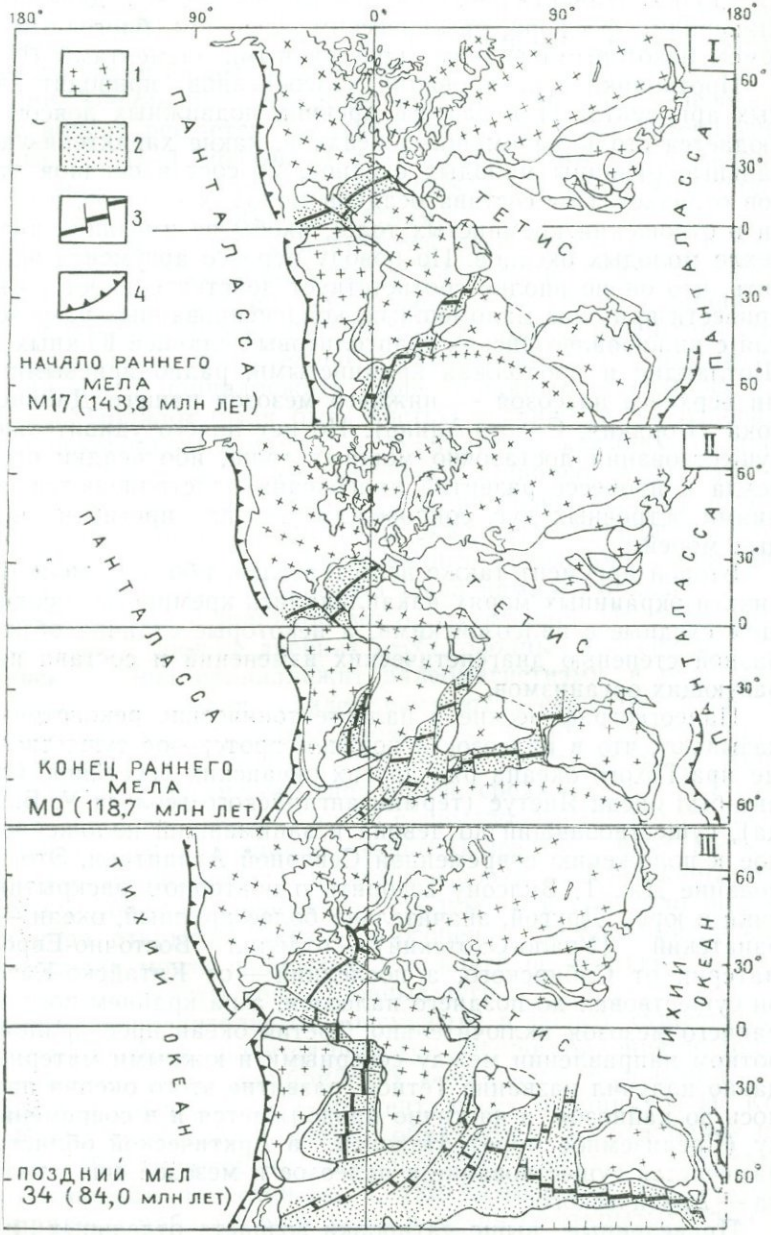
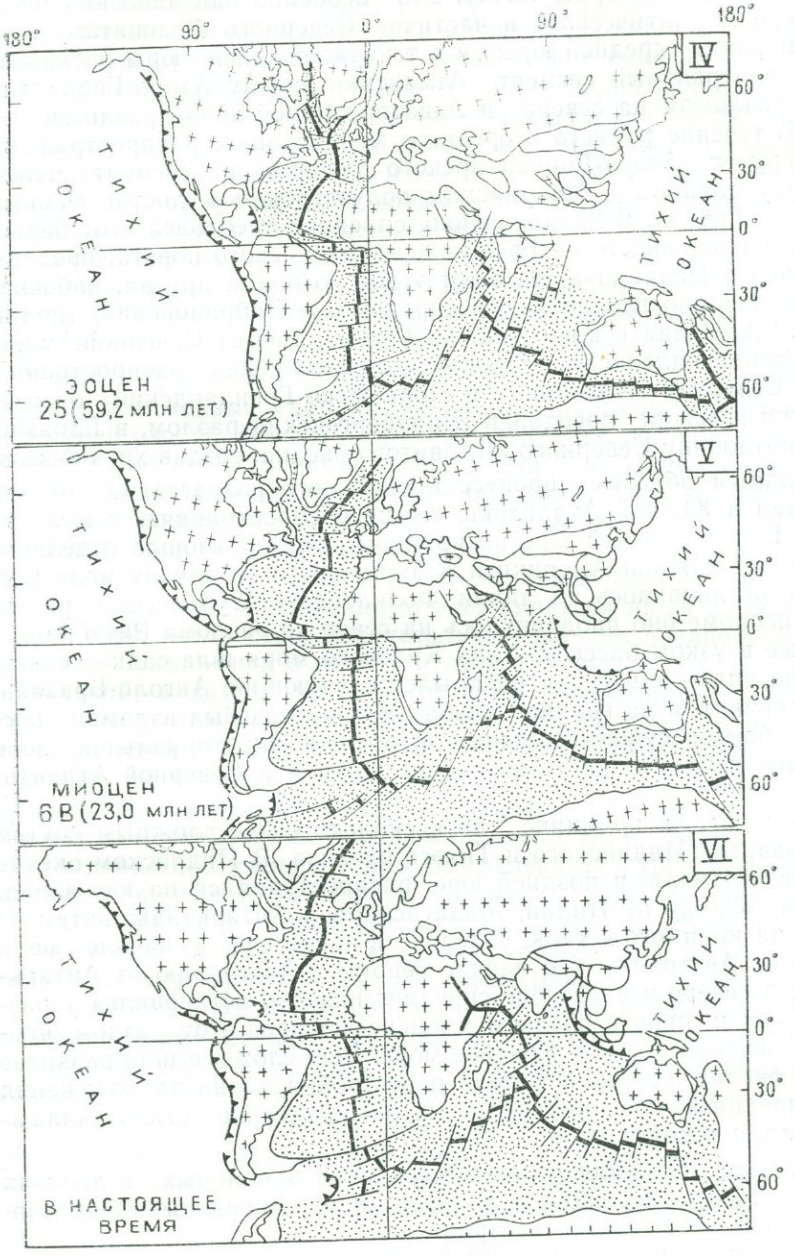


Рис. 10.10. Последовательный распад позднепалеозойской
1 — континентальная литосфера Пангеи, обозначено положение современной
при распаде Пангеи; *3* — активные



Пангеи, по К. Скотизу и др., (1988), с изменениями:
градусной сетки (с частотой 10°); *2* — океанская литосфера, новообразованная
оси спрединга; *4* — зоны субдукции

дом из таких разломов и последующим их взламыванием и прорастанием рифта (рис. 10.10). Это особенно наглядно видно на примере Атлантического и частично Северного Ледовитого океанов. В конце средней юры и в течение поздней юры раскрылся лишь центральный сегмент Атлантики между Азоро-Гибралтарским разломом на севере и Экваториальной зоной разломов на юге. В течение раннего и среднего мела процесс распространился к северу от Азоро-Гибралтарского разлома на сегмент между Ньюфаундлендом и Иберийским полуостровом и достиг разлома Чарли — Гиббса. В начале сенона спрединг преодолел этот барьер и достиг следующего — Гренландско-Фарерского порога, проходящего через Исландию. На этом этапе возникла другая, побочная (первоначально главная), ось спрединга — Лабрадорская, полностью отделившая к концу эоцена Гренландию от Северной Америки. В конце палеоцена — начале эоцена спрединг распространился из Северной Атлантики в Норвежско-Гренландский бассейн Арктики и вскоре, преодолев Шпицбергенский разлом, в Евразийскую котловину Северного Ледовитого океана, создав хр. Гаккеля.

Сходным образом процесс продольного разрастания океана протекал в Южной Атлантике, также распространяясь с юга на север. Еще в поздней юре на крайнем юге произошло отделение Африки от Южной Америки и Антарктиды и к началу мела раскрытие остановилось на линии Фолклендско-Агульясского разлома. В неокоме оно продвинулось на север до разлома Риу-Гранди; севернее в узком бассейне типа Красного моря шла садка солей. В конце апта—альбе там раскрылся следующий, Анголо-Бразильский, сегмент, а на границе альба и сеномана был взломан последний барьер существовавших до этого в Экваториальной зоне разломов и произошло объединение Южной и Северной Атлантики в единый океан.

Таким же, в принципе, но несколько более сложным путем шло развитие Индийского и Тихого океанов. В Индийском океане спрединг сначала, в поздней юре, распространялся на юго-запад, отделяя Африку от Индии, Мадагаскара и Антарктиды, затем с севера на юг и юго-восток, отделив в конце юры — начале мела Индию от Австралии и в начале сенона — Австралию от Антарктиды. На севере в палеогене спрединг надолго остановился у разлома Оуэн и лишь в позднем миоцене, вспоров этот разлом, проник в Аденский залив и Красное море. Еще сложнее шло развитие Тихого океана, где происходила перестройка плана расположения осей спрединга, и современное их расположение стало складываться лишь в конце мела.

Выше мы изложили основные сведения о молодых и древних океанах. Теперь перейдем к вопросу о механизме океанообразования, а сначала немного истории.

Происхождение океанов интересовало ученых еще в античной древности и в средние века. Тогда господствовала точка зрения, что океан первоначально одевал всю Землю, а затем вода стала уходить в подземные пустоты и начала обнажаться суша. Пово-

дом для таких воззрений явно служит тот факт, что даже на довольно высоких горах находят раковины морских животных, а также наблюдения над карстовыми процессами, широко распространенными в Средиземноморье. С появлением научной геологии, когда ведущая роль стала признаваться за поднятиями, идея об уходе воды в подземные пустоты была, естественно, оставлена и возобладало мнение о разрастании суши за счет океана в результате поднятий. С появлением учения о геосинклиналях и орогенезе оно трансформировалось в представление о разрастании континентальной коры и сокращении площади океанов, которые, однако, оставались на том месте, которое занимали раньше, но в уменьшенных размерах. Это представление дольше всего удерживалось в Северной Америке, палеогеографические реконструкции которой вплоть до 50-х годов нашего века показывали этот материк со всех сторон окруженным океанами.

Между тем первый удар по концепции постоянства океанов был нанесен уже Э. Зюссом на рубеже XIX и XX вв., когда он выдвинул идею о существовании суперконтинента Гондвана и вторичности океанов, разделяющих ее обломки. Однако, Зюсс, а вслед за ним и другие европейские геологи, в том числе А. Д. Архангельский, видели причину распада Гондваны и образования молодых океанов в погружении промежуточных блоков континентальной коры. Такое мнение могло удерживаться лишь до середины 50-х годов, когда было окончательно доказано предположение Вегенера и Лукашевича о резком отличии океанской коры от континентальной, а данные палеомагнетизма показали, что Гондвана и Пангея в целом были образованы компактным расположением современных материков. Это побудило большинство геологов перейти на позиции мобилизма и в конце концов привело к теории спредингового происхождения океанов.

Между тем сторонники фиксизма в лице В. В. Белоусова у нас и голландского ученого Р.ван Беммелена за рубежом не сразу сложили оружие и выдвинули гипотезу о том, что превращение континентальной коры в океанскую происходит путем ее базификации, или океанизации, которая выражается в подъеме огромных масс разогретого базальта, перекрытии и насыщении им континентальной коры и погружении ее остатков в мантию вплоть до подошвы астеносферы. Надо признать, что эта гипотеза частично оправдывается на переходе от континентального рифтогенеза к океанскому, к спредингу, и полосы такой коры переходного типа или субокеанской подстилают, как уже отмечалось, зоны континентальных склонов и подножий шириной до 100—150 км и, возможно, несколько больше. Не исключено, что подобная кора подстилает и подстилала в геологическом прошлом относительно глубоководные бассейны окраинных и внутренних морей шириной до 300 км.

Однако распространять данный механизм на все ложе океана или хотя бы на все абиссальные равнины, как это делают до настоящего времени некоторые российские ученые (Г. Б. Удинцев,

Ю. Е. Погребицкий и др.), нет сколько-нибудь серьезных оснований. Кора абиссальных равнин по своим сейсмическим характеристикам, по строению, мощности и составу, установленному бурением и драгированием, вполне тождественна коре срединных хребтов. Ее петро- и геохимические особенности никак не свидетельствуют о контаминации, т. е. растворении в ней континентальной коры. Ксенолиты в лавах вулканических островов представлены мантийными перидотитами; континентальные породы — гнейсы, граниты среди них не встречены. Линейные магнитные аномалии здесь наблюдаются, хотя на значительных площадях, образовавшихся в апт-туронский период спокойного магнитного поля, они отсутствуют. Кроме того, они выражены слабее, чем в срединных хребтах, вследствие окисления ферромагнитных минералов и перекрытия осадками. Признание спредингового происхождения лишь срединных хребтов, противоречит, наконец, данным палеомагнетизма, доказывающим, что континенты раздвигались на всю ширину океанского ложа и что это расширение началось еще в мезозое, а не в олигоцене.

Таким образом, лишь теория спрединга и вообще тектоники плит дает удовлетворительное объяснение происхождению океанов. Действительно, только спрединг может объяснить совпадение следующих данных:

1) систематическое увеличение возраста базальтов 2-го слоя и перекрывающих их осадков от осей срединных океанов в направлении континентов;

2) увеличение мощности и стратиграфического диапазона осадочного слоя от нулевых значений на оси спрединга в том же направлении;

3) увеличение глубины океана с увеличением возраста коры и переход от более мелководных, хотя и пелагических осадков к более глубоководным вверх по разрезу осадочного чехла;

4) присутствие в основании осадочного слоя металлоносных осадков, отложенных гидротермами на осях спрединга;

5) увеличение мощности и плотности литосферы от срединного хребта к континенту;

6) уменьшение интенсивности магнитных аномалий в том же направлении;

7) снижение величины теплового потока в том же направлении.

●

ГЛАВА 11

ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ/ОКЕАН

Переходные между континентами и океанами области имеют особое значение в «тектонической жизни» земной коры и литосферы. Здесь накапливается основная масса осадков и вулканитов, здесь они подвергаются, сразу или через некоторое время,

наиболее интенсивным деформациям, здесь континентальная кора замещается субокеанской или океанской, а океанская преобразуется в континентальную. С практической точки зрения важно то, что эти области — основные зоны нефтегазонакопления.

Переходные области обычно именуют континентальными окраинами, хотя они в такой же или даже большей мере являются окраинами океанов, занимая около 20% их площади. С позиций тектоники плит их подразделяют на два типа: пассивные (внутриплитные) и активные (субдукционные и трансформные). Трансформные пользуются наименьшим распространением.

11.1. Строение и развитие пассивных окраин

Этот тип континентальных окраин был, по существу, впервые выделен еще Э. Зюссом в 1885 г., указавшим на различие между двумя типами берегов — атлантическим, с несогласным срезанием складчатых систем суши береговой линией океанов, развитием широких прибрежных равнин и отсутствием параллельных берегу островных дуг, и тихоокеанским, обладающим противоположными признаками. В настоящее время главными особенностями пассивных окраин надо считать их внутриплитное положение и низкую сейсмическую и вулканическую активность с отсутствием глубинных сейсмофокальных зон.

Пассивные окраины характерны для молодых океанов — Атлантического, кроме двух участков против Антильской и Южно-Сандвичевой вулканических дуг, Индийского, кроме обрамления Зондской дуги, Северного Ледовитого, а также для антарктической окраины Тихого океана (рис. 11.1). Образовались они в процессе раскола суперконтинента Пангея, начавшегося около 200 млн лет назад, и их возраст колеблется в пределах от этой даты до эоцена включительно.

В строении типичных пассивных окраин всегда выделяется три главных элемента (не считая прибрежной равнины): 1) шельф; 2) континентальный склон; 3) континентальное подножие.

Шельф обычно представляет собой подводное продолжение прибрежной равнины материка, обладает крайне пологим наклоном в сторону моря и имеет изменчивую ширину, достигающую многих сотен километров; наиболее широкий шельф окаймляет арктическое побережье России. Внешний край шельфа, называемый его бровкой, лежит в среднем на глубине 100 м, но может спускаться до 350 м (у берегов Антарктиды). Поверхность шельфа представляет обычно аккумулятивную, реже абразионную равнину, но в ее выработке участвуют оба процесса и шельф в общем является зоной активного воздействия волн.

Континентальный склон, как правило, представляет собой сравнительно узкую полосу дна шириной не более 200 км. Он отличается крутым уклоном, в среднем около 4°, но иногда гораздо больше, порядка 35 и даже до 90°. В его пределах глубина океана увеличивается от 100—200 до 1500—3500 м. Границы с

шельфом и континентальным подножием бывают выражены в рельефе дна достаточно резкими перегибами, особенно первая.

Континентальное подножие может обладать значительной шириной, до многих сотен и даже тысячи километров (последнее — в Индийском океане). Оно полого наклонено в сторону абиссальной равнины (круче, чем шельф, но много положе, чем склон), и переход к последней знаменуется уменьшением уклона до почти горизонтального; он происходит на глубине около 5000 м. Континентальное подножие сложено мощной толщей осадков; мощность их иногда превышает 15 км, например на североамериканской окраине Атлантики; это основная область разгрузки обломочного и взвешенного материала, приносимого с суши, область лавинной седиментации, по выражению А. П. Лисицына. Нередко подножие представляет собой слившиеся конусы выноса подводных каньонов и долин, прорезающих континентальный склон (и частично само подножие) и часто представляющих продолжение речных долин суши. Особенно грандиозны такие конусы выноса в Индийском океане — в Бенгальском заливе на продолжении дельты Ганга и Брахма-

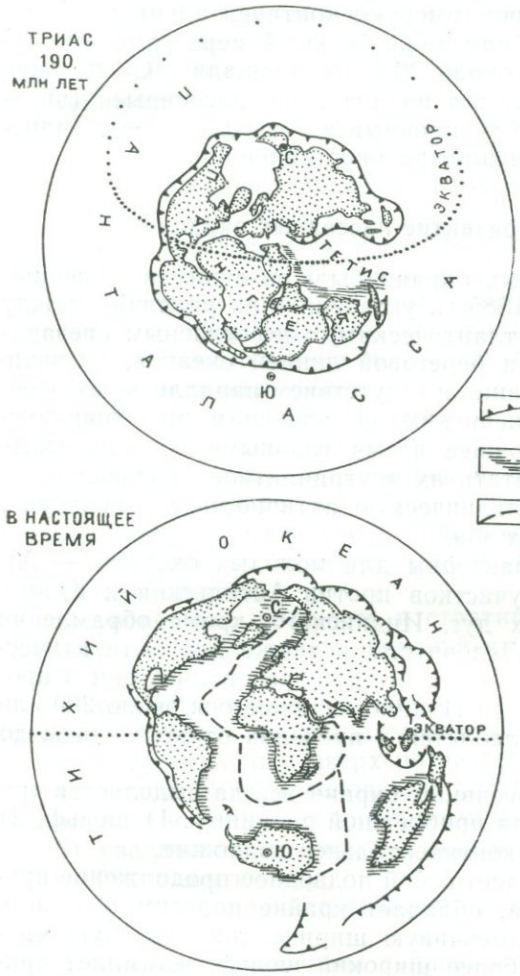


Рис. 11.1. Обусловленность современного размещения активных континентальных окраин контуром раннемезозойской Пангеи, а пассивных континентальных окраин — ее последовательным распадом (см. рис. 10.10). Азимутально — равнодистанционная проекция, в центральной части круга — видимое полушарие, по периферии — обратное полушарие. С, Ю — Северный и Южный полюсы. По Э. Канасевичу и др. (1978), с изменениями: *1* — зоны субдукции и соответствующие им активные континентальные окраины, *2* — пассивные континентальные окраины; *3* — современные оси спрединга Атлантического и Индийского океанов

путры, в Аравийском море — дельты Инда. Отметим также конусы выноса Амазонки и Ориноко, Нигера и Конго в Атлантике и Нила — в Средиземном море. В составе их осадков значительную роль играют турбидиты — продукт отложения из мутьевых потоков и контуриты, отложенные придонными продольными течениями.

Еще одним, но не обязательным элементом строения пассивных окраин являются *краевые плато*. Они представляют собой опущенные на глубину до 2—3 км периферические участки шельфа, как бы ступени, отделенные от последнего либо уступом типа континентального склона, либо желобом рифтового происхождения. Последнее относится, в частности, к Квинслендскому краевому плато на северо-восточной окраине Австралии. Другими примерами краевых плато могут служить плато Эксмут, Уоллоби, Натуралиста на западной окраине Австралии, Вёринг у берегов Норвегии, Иберийское против Португалии и Сан-Паулу против Бразилии в Атлантике и др. Ширина таких плато достигает первых сотен километров.

Глубоководное бурение и сейсмопрофилирование показали, что шельфы и краевые плато обычно подстилаются той же консолидированной континентальной корой, как и прилегающая часть материка, но эта кора утонена до 25—30 км, разбита разломами и пронизана дайками основных пород. Ее верхняя часть обычно представляет чередование горстов и грабенов или полуграбенов, обычно с наклоном поверхности блоков фундамента и слоев в грабене в сторону континента и увеличением мощности осадков в них в том же направлении (рис. 11.2). Сбросы, разделяющие горсты и грабены, часто относятся к типу листрических сбросов, выполаживающихся с глубиной в сторону океана. В средней части коры или на границе Мохо они могут сливаться в единую поверхность срыва, полого наклоненную в ту же сторону. Грабены бывают выполнены континентальными обломочными осадками, во влажном климате угленосными, в аридном красноцветными, нередко прослоенными покровами толеитовых базальтов.

Вся эта структура формируется на рифтовой стадии развития будущей континентальной окраины, когда еще не произошло разделение континентов, но уже намечается их предстоящий раскол. Ее несогласно перекрывает плащ послерифтовых осадков, в аридном климате часто начинающийся эвапоритами, которые затем сменяются нормально-морскими отложениями. Все эти отложения плавно увеличивают свою мощность к бровке шельфа; их мощность отвечает размеру тектонического погружения, а если объем приносимого с суши материала превышает пространство возможного осадконакопления (см. 9.1), этот материал сбрасывается за пределы шельфа и последовательно его наращивает, выдвигая бровку в океан. Это явление называется проградацией, или боковым наращиванием. Для него типично образование последовательно наслаивающихся друг на друга клиноформ, которые лучше всего видны на сейсмических профилях (рис. 11.3). Собствен-

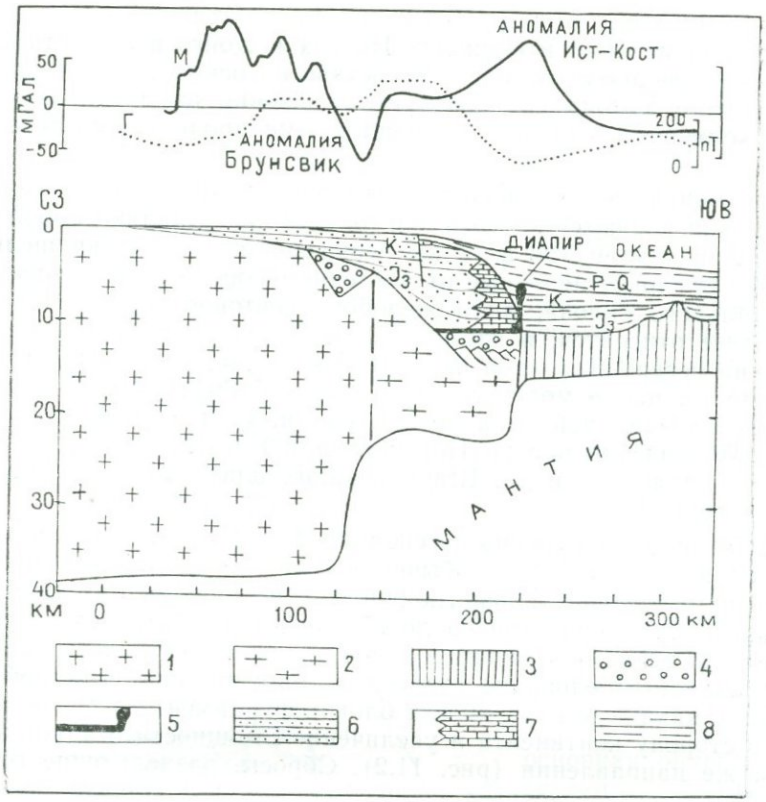


Рис. 11.2. Профиль через атлантическую пассивную окраину Северной Америки в Северной Каролине, по К. Хатчисону и др., 1982. Наверху — гравианомалии в свободном воздухе (Г) и магнитные аномалии (М):

1 — континентальная кора; *2* — то же, утоненная на рифтовой стадии и пронизанная интрузиями; *3* — океанская кора (второй и третий слои); *4, 5* — формации дорифтовой и рифтовой стадий (триас—юра), в том числе каменная соль *(5)*; *6—8* — формации послерифтовой стадии (юра—квартер): шельфовые *(6)*, карбонатной банки или барьерного рифа *(7)*, океанские *(8)*

но говоря, весь шельф представляет собой комплекс таких клиноформ, как это можно видеть на примере северной окраины Мексиканского залива (Галф-Кост).

В аридном климате и при условии ограниченного поступления обломочного материала с суши бровка шельфа становится особенно подходящим местом для роста барьерных рифов. Здесь наблюдается сочетание таких благоприятных для этого условий, как прозрачная вода с хорошей аэрацией и притоком питательных веществ со стороны океана, небольшая глубина, постоянное погружение, достаточно медленное, чтобы за ним поспевал рост рифовых построек. Именно в таких условиях развивается современный

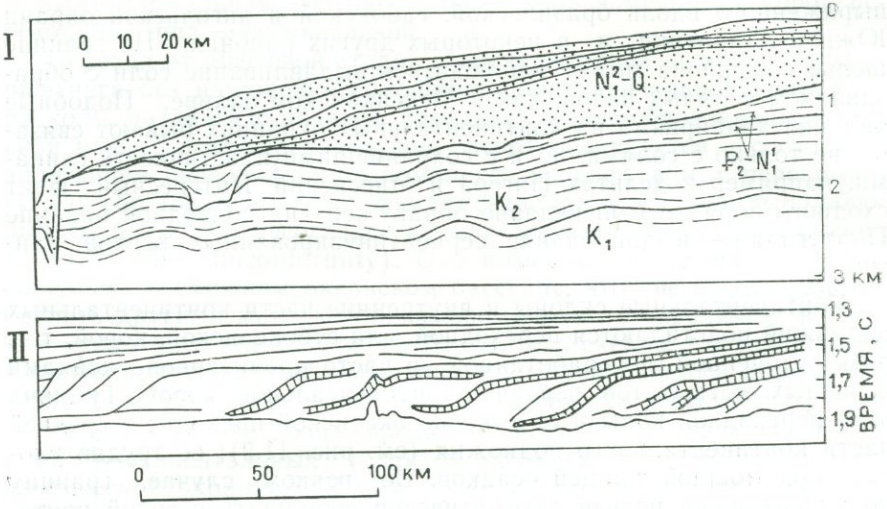


Рис. 11.3. Клиноформы: на пассивной окраине западной Флориды *(I)*, по Р. Пратту (1967), и в неокомских отложениях Западной Сибири *(II)*, по Ю. А. Михайлову и А. Е. Шлезингеру (1989)

Большой Барьерный риф северо-восточной Австралии, а в раннем мелу вся пассивная атлантическая окраина Северной Америки оказалась опоясанной барьерным рифом, протянувшимся от Мексики до Ньюфаундленда.

В основании барьерных рифов и вообще под краем шельфа сейсмика часто устанавливает существование погребенного краевого поднятия, которое может представлять собой либо горст фундамента, либо магматическое тело (в последнем случае ему должна соответствовать магнитная аномалия).

Избыток обломочного материала, если он имеется, прорывается через цепочку барьерных рифов вдоль подводных каньонов, рассекающих континентальный склон, и поступает на континентальное подножие, наращивая его осадочную призму.

Пострифовый осадочный комплекс, особенно в своей нижней части, нередко также оказывается нарушенным сбросами обычно гравитационного происхождения, например на окраинах Мексиканского залива, Бразилии, в подводной дельте Нигера. Эти сбросы развиваются одновременно с накоплением осадков, т. е. конседиментационно, и мощность осадков в их нижнем, висячем, крыле больше, чем в противоположном.

На ряде окраин, в частности на атлантической окраине Бразилии, в верхней ее части, наблюдается гравитационное растяжение, а в нижней части, как показали П. Кобболд, и П. Сатмари, оно компенсируется сжатием, создающим линейную складчатость с характерным дугообразным изгибом осей.

Присутствие в основании пострифового комплекса эвапоритов создает предпосылку для проявления соляного диапиризма, ярко

выраженного вдоль бразильской, габонской и ангольской окраин Южной Атлантики и в некоторых других районах. На границе шельфа и склона может наблюдаться выдавливание соли с образованием соляных валов, как в Мексиканском заливе. Подобные явления диапиризма на континентальных окраинах бывают связаны не только с солями, но и с сохранившими пластичность глинами, например в дельтах Нигера и Миссисипи. Интересный факт сходного порядка был недавно обнаружен на подводной окраине Португалии — выдавливание серпентинизированных верхов мантии.

Континентальные склоны и внутренние части континентальных подножий подстилаются переходной, или субокеанской, корой, т. е. резко утоненной, переработанной и часто пронизанной дайками основных магматитов первично-континентальной корой. Граница этой переходной коры и собственно океанской проходит в средней части континентального подножия (см. рис. 11.2); ее трудно уловить под мощной толщей осадков. Во всяком случае, границу континент/океан нельзя автоматически совмещать с зоной континентального склона, как это делалось раньше, ибо положение последней часто определяется не тектоническими, а экзогенными факторами. Наращивание осадками, проградация может привести к тому, что шельф выдвинется в сторону океана и распространится на область развития океанской коры, как это случилось в районе дельты Нигера в кайнозое. Напротив, подмыв континентального склона контурными придонными течениями приводит к его отступанию в сторону континента, что и произошло под влиянием Гольфстрима в эоцене на юге североамериканской окраины Атлантики.

Итак, изучение пассивных континентальных окраин показало, что в своем развитии их строение претерпевает вполне закономерную эволюцию, в которой можно выделить три главные стадии: предрифтовую, рифтовую и послерифтовую, или спрединговую (ее еще называют дрифтовой).

На предрифтовой стадии будущая пассивная окраина может испытать некоторое поднятие, но оно, видимо, не является обязательным и во всяком случае не всегда ведет к уничтожению размывом накопившегося ранее платформенного осадочного чехла. Отложения этого чехла могут, следовательно, рассматриваться как предрифтовые. К ним относятся, например, отложения палеозоя в районе Ньюфаундленда, триаса и юры на западной окраине Австралии и т. п.

На рифтовой стадии континентальная кора подвергается все нарастающему дроблению разрывами, обычно листрического типа, с образованием клавиатуры грабенов (полуграбенов) и горстов, заполнением грабенов обломочными континентальными осадками, внедрением даек основных пород, излияниями базальтов типа континентальных толеитов, утонением кристаллической коры, вверху путем ее хрупкого разрушения, внизу — пластического течения.

В итоге нормальная континентальная кора замещается корой переходного типа — субокеанской.

Переход от рифтовой стадии к послерифтовой — это переход от рифтинга без нарушения сплошности континентальной коры к ее расколу, раздвигу с началом спрединга и новообразования океанской коры. Этот переход лучше всего фиксируется несогласным залеганием послерифтового комплекса на рифтовом, с перекрытием как горстовых выступов фундамента, так и осадков, выполняющих грабены. Это несогласие называется *несогласием растяжения* (англ. breakup unconformity). Оно позволяет датировать начало спрединга в смежном океанском бассейне, что не всегда удается сделать другими методами. Так, время начала спрединга в Амеразийском бассейне Северного Ледовитого океана, где нет хорошо выраженных линейных магнитных аномалий, удалось определить как рубеж раннего и позднего мела (ранее оно считалось раннемеловым или даже позднеюрским). Аналогичное значение имеет смена континентальных толеитов океанскими, например, на атлантической окраине США, а также возраст основных даек, пронизывающих континентальную кору. Так, по возрасту даек п-ова Лабрадор удалось подтвердить, что раскрытие раннепалеозойского океана Япетус произошло на границе докембрия и кембрия.

Сама пострифтовая стадия характеризуется плавным, а иногда и ступенчатым погружением уже сформированной пассивной окраины в сторону новообразованной океанской впадины и последовательным наращиванием осадков шельфа, нередко с их проградацией в сторону океана, а также континентального склона и подножия. Это погружение континентальной окраины объясняется охлаждением литосферы по мере удаления от оси спрединга в связи с расширением океана и в общем подчиняется той же закономерности, что и погружение океанской литосферы (см. гл. 10). Ему здесь дополнительно способствует возрастающая нагрузка накапливающихся осадков, т. е. оно является и термическим и изостатическим. На начальной фазе раскрытия бассейн с океанской корой является еще очень узким, типа современного Красного моря, и тогда в аридном климате, особенно если он отгорожен от другого океана барьером поднятий вдоль трансформного разлома, как это было в апте с Анголо-Бразильским сегментом Южной Атлантики, он превращается в солеродный бассейн и в основании пострифтового чехла накапливается толща эвапоритов. В других случаях эта начальная фаза может сопровождаться или предшествоваться интенсивным субаэральным базальтовым вулканизмом. Это наблюдается, к примеру, в юго-западной Гренландии и на подводном плато Вёринг у побережья Норвегии, которые в начале кайнозоя только начали разъединяться и где в это время накопилась многокилометровая толща базальтов, приобретших затем наклон к океану. Следует заметить, что ось начавшегося спрединга может не совпадать с осью предшествующего рифтинга, а оказаться сдвинутой по отношению к ней в ту или другую сторону, как это случилось, например, с осью спрединга в Центральной

Атлантике, смещенной к востоку по отношению к оси континентального рифта, оставшегося в результате на современном побережье Северной Америки.

На несколько более поздней фазе раскрытия молодой океанский бассейн расширяется, но может оставаться все же в не вполне свободном сообщении с открытым океаном. В этих условиях на его ложе и окраинах при недостатке кислорода могут отлагаться черные сланцы, обогащенные органическим веществом. Такие сланцы широко распространены среди отложений низов верхнего мела в Атлантике, а также в Индийском океане.

Таким образом, вверх по разрезу пострифтового комплекса наблюдается изменение состава осадков на все более открытоморские. Эта общая тенденция осложняется влиянием эвстатических колебаний уровня океана, вызывающих чередование более мелководных и относительно более глубоководных осадков и перерывы в осадконакоплении.

Процесс рифтогенеза иногда возобновляется и на пострифтовой стадии, как это наблюдалось на атлантической окраине Бразилии в конце позднего мела, где пострифтовая стадия началась в альбе. В продольном направлении пассивные окраины расчленяются на сегменты поперечными разломами, представляющими продолжение трансформных разломов океана. Сегменты несколько отличаются друг от друга в развитии и строении; это приводит, в частности, к образованию в пределах шельфа и подножия обособленных осадочных бассейнов. Хорошим примером в этом отношении является окраина Северной Америки.

Выше уже указывалось, что современные пассивные окраины развивались на протяжении последних двухсот миллионов лет. Но первые пассивные окраины появились еще в раннем протерозое, более 2 млрд лет назад. Так, типичным шельфовым образованием пассивной окраины является супергруппа Гурон Канадского щита, обнаженная на северо-западном побережье оз. Верхнего и послужившая стратотипом нижнего протерозоя. В юго-восточном направлении супергруппа Гурон замещается более глубоководными отложениями супергруппы Анимики. На периферии Тихого океана образования типа пассивных окраин появляются в среднем и позднем рифее в Северной Америке и Австралии. С кембрия они получают широкое распространение практически на всех континентах. У нас хорошо изучена нижне-среднепалеозойская пассивная окраина Восточно-Европейского континента, обращенная к Уралу и возникшая в ордовике. В ее составе выделяются и отложения шельфа, слагающие бо́льшую часть западного склона Урала, и впервые установленные В. Н. Пучковым батиальные отложения континентального склона, распространенные в Лемвинской зоне на севере и Сакмарской зоне на юге этой складчатой системы.

В своем дальнейшем развитии древние пассивные окраины подвергались надвиганию или, вернее, пододвигались под сближавшиеся с ними островные дуги, микроконтиненты или даже континенты. В результате слагавшие их осадочных комплексы испыты-

вали интенсивное сжатие и соответствующие деформации, сминались в складки, нарушались надвигами, образовывали пластины шарьяжей, часто срываясь со своего фундамента и (или) расслаиваясь вдоль более пластичных толщ. При этом листрические сбросы могли превращаться в надвиги, чтобы иногда затем, при повторном раскрытии новых океанов, снова превратиться в такие сбросы, как это случилось, по данным сейсмики, с каледонскими надвигами на северо-западной подводной окраине Шотландии.

В складчатых поясах геологического прошлого на основе пассивных окраин образуются их внешние зоны, а затем и передовые (краевые) прогибы, заполняемые молассами. В классической геосинклинально-орогенной терминологии пассивным окраинам, вовлеченным в складчато-надвиговые деформации, соответствует понятие «миогеосинклиналь», введенное Г. Штилле и Дж. М. Кэем и впоследствии замененное на «миогеоклиналь» Р. Дитцем и Дж. Холденом, учитывая односторонний наклон слоев к океану, а не синклинальную форму их залегания.

11.2. Активные окраины и их развитие

Активные окраины имеют гораздо более сложное строение и испытывают более сложное развитие, чем пассивные. Их главная особенность — наличие активной наклонной сейсмофокальной зоны, с которой связана не только сейсмичность, но и магматическая деятельность, а также складчато-надвиговые деформации и метаморфизм. В общем активные окраины занимают пространство между этими зонами, собственно и являющимися зонами конвергенции плит и зонами субдукции, с одной стороны, и континентом — с другой.

Среди активных окраин четко выделяются два типа: приконтинентальный (или восточно-тихоокеанский) и островодужный (или западно-тихоокеанский). Указание на сложность строения этих окраин относится, по существу, лишь к последнему типу, ибо первый построен достаточно просто. В этом типе переход от глубоководного желоба, вдоль оси которого выходит на поверхность дна зона субдукции, к континенту выражен крутым внутренним склоном этого желоба, являющимся одновременно континентальным склоном, и узким шельфом. Ширина всей этой зоны составляет порядка 200 км. Край континента оказывается приподнятым и надстроенным вулканоплутоническим поясом. Типичный пример современной активной окраины данного типа дает тихоокеанская окраина Южной Америки (рис. 11.4), вдоль которой протягивается высокая горная цепь Анд; отсюда ее другое название — андский тип.

Второй, островодужный, тип активных окраин включает как минимум следующие элементы: 1) собственно континентальная окраина, мало отличающаяся от пассивных окраин, но более узкая, хотя встречаются и более широкие окраины, например в районе Охотского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей;

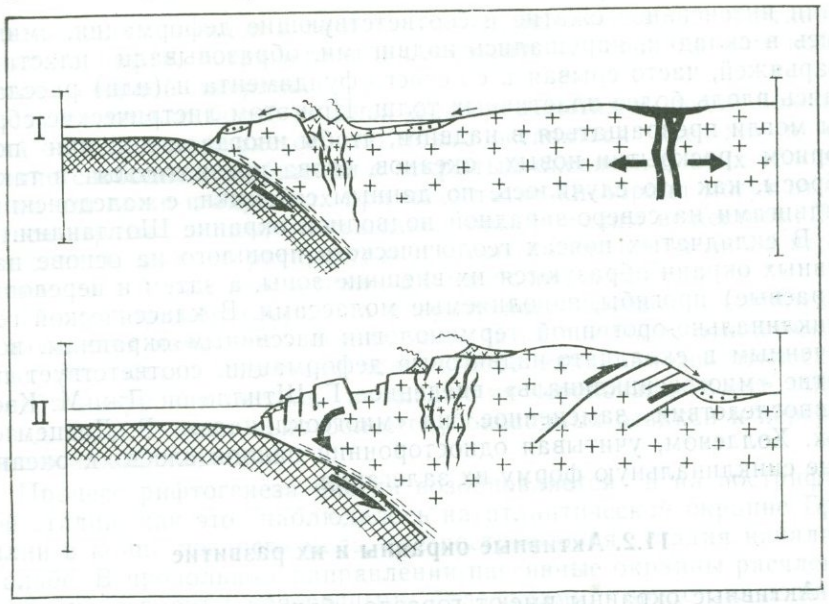


Рис. 11.4. Смена геодинамической обстановки в развитии активной континентальной окраины Центральных Анд, по М. Г. Ломизе (1983):
I — ранний мел, обстановка зондского типа; *II* — миоцен—квартер, обстановка современного андского типа

2) глубоководная котловина окраинного моря; 3) вулканическая островная дуга; 4) глубоководный желоб; 5) краевой вал океана. Этот тип подводных окраин в современную эпоху наиболее полно развит в западной части Тихого океана, на переходе к материкам Азии и Австралии, включая область Индонезийского архипелага (рис. 11.5). К нему относятся также расположенные между Атлантическим и Тихим океанами Антильско-Карибская область и область моря Скотия (Скоша).

Рассмотрим подробнее строение островодужных окраин по направлению от океана к континенту. Учтем, что краевые валы и желоба одинаково свойственны и приконтинентальному типу активных окраин.

Краевые валы представляют собой пограничные поднятия между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана, вытянутые параллельно желобу. Это пологие вздутия океанского ложа высотой в сотни метров, сложеннные типичной океанской корой нормальной мощности. Примером краевого вала может служить вал Зенкевича вдоль Курило-Камчатского желоба. Происхождение валов связывается со сжатием океанской литосферы при ее погружении в зону субдукции. Склон вала, обращенный к желобу, переходит во внешний склон желоба. Он нередко осложнен сбросовыми уступами, но иногда и надвигами в направлении оси желоба в связи со сжатием литосферы.

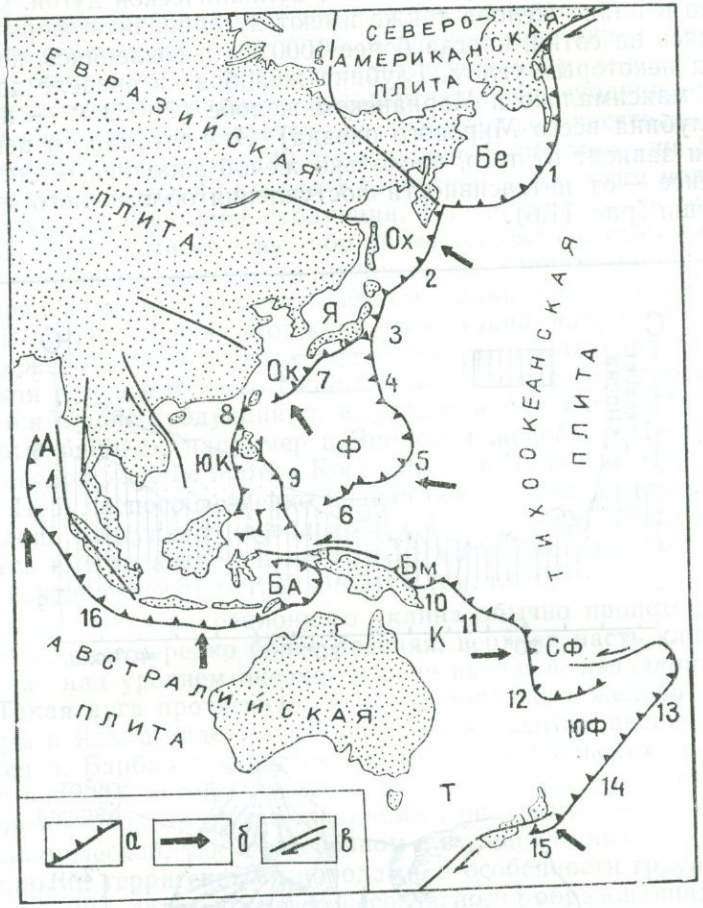


Рис. 11.5. Островные дуги и краевые моря на западном и северном обрамлении Тихого океана. По Л. Жоливе и др. (1989), с изменениями.

Краевые моря и их бассейны: Бе — Берингово, Ох—Охотское, Я — Японское, Ок — Окинава, Ф — Филиппинское, А — Андаман, Ба — Банда, Бм — Бисмарка, СФ — Северо-Фиджийский, ЮФ — Южно-Фиджийский, ЮК — Южно-Китайское, К — Коралловое, Т — Тасманово.

а — зоны субдукции и связанные с ними островные дуги (*1* — Алеутская, *2* — Курило-Камчатская, *3* — Японская, *4* — Идзу-Бонинская, *5* — Марианская, *6* — Яп, *7* — Рюкю, *8* — Манильская, *9* — Филиппинская, *10* — Новобританская, *11* — Соломон, *12* — Новогебридская, *13* — Тонга, *14* — Кармадек, *15* — Новозеландская, *16* — Зондская); *б* — векторы конвергенции литосферных плит; *в* — крупные разломы и смещение по ним

Глубоководные желоба — важнейший элемент строения активной окраины, тесно сопряженный с вулканической дугой. Соответственно в плане желоба также имеют дугообразную форму, протягиваясь на сотни, иногда более 1000 км и сочленяясь, как и дуги, под некоторым углом. Глубина желобов в пределе достигает 11 км, максимально в Марианском желобе (11 022 м — наибольшая глубина всего Мирового океана). Эта глубина в некоторой степени зависит от того, насколько желоб заполнен осадками, а последнее — от интенсивности поступления обломочного материала с суши (рис. 11.6).

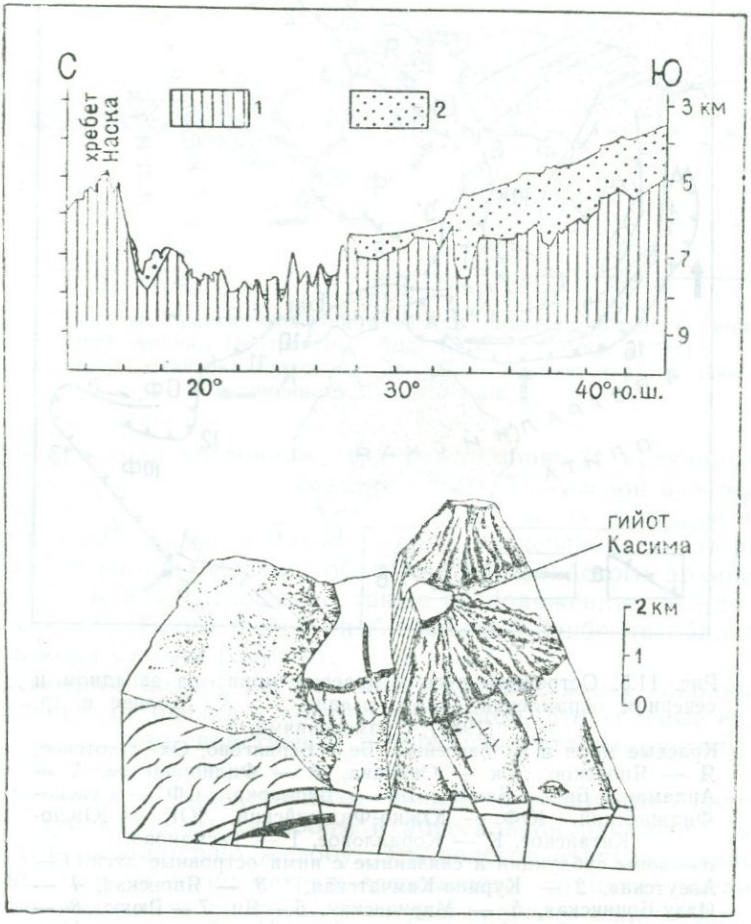


Рис. 11.6. Продольный профиль вдоль оси Чилийско-Перуанского желоба, осадки почти отсутствуют на широтах пустыни Атакама, а южнее появляются и увеличиваются в мощности, по Т. Торнбургу, Л. Кульму (1987). Внизу — дробление и субдукция базальтового гийота Касима в Японском глубоководном желобе по наблюдениям из погружаемого аппарата «Наутилус», по Ж. Кадету и др. (1987); плоская поверхность гийота маркируется рифовыми известняками апта; *1* — океанский фундамент; *2* — осадочное заполнение

В поперечном сечении желоба имеют V-образную форму, но всегда заметно асимметричную: внутренний склон более крутой и высокий, чем внешний. С осью желоба совпадает выход на поверхность сейсмофокальной зоны. В данном типе окраин она, как правило, более крутая, чем в приконтинентальном, андском, типе.

По сейсмическим данным, пододвигающаяся, субдуцированная плита нередко прослеживается на значительное расстояние под нависающей плитой — на 140 км в районе Барбадоса, на 200 км под Алеутской дугой, 40 км под Курильской дугой, этим подчеркивая реальность феномена субдукции. Внутренний склон желобов представляет особый интерес, ибо он может быть местом накопления аккреционной призмы (аккреционного клина), ширина которой в пределе может достигать 300 км, например в районе о. Барбадос. В других случаях этот клин очень узкий, например у Марианского желоба, или практически отсутствует; это означает, что океанская плита вместе со своим осадочным слоем полностью поглощается в зоне субдукции, т. е. уходит в мантию. Более того, в некоторых районах, например в Японском желобе, в Центральноамериканском желобе против Коста-Рики, в Чилийско-Перуанском против Перу, непосредственно вблизи оси желоба на его внутреннем склоне выступают довольно древние породы. Это означает, что здесь вместо аккреции происходит тектоническая эрозия окраины континента или островной дуги (см. гл. 6).

По мере роста аккреционного клина обычно происходит его подъем, причем нередко более древняя, верхняя часть клина поднимается над уровнем океана в виде внешней, *невулканической дуги*. Такая дуга протягивается вдоль Зондского желоба против Суматры и Явы в виде о-вов Ментавай, элементом внешней дуги является о. Барбадос к востоку от Малых Антильских островов. Между внешней дугой и главной, вулканической, дугой простирается *преддуговой прогиб*, выполняемый осадками, сносимыми как с невулканической, так и в основном с вулканической дуги и представленными терригенными породами, в особенности граувакками. Эти отложения залегают резко несогласно на образованиях аккреционного клина и бывают в разной степени, но всегда менее интенсивно деформированными. При отсутствии морфологически выраженной внешней дуги ей может отвечать перелом, бровка в склоне желоба, а преддуговому прогибу — терраса на этом склоне. Но иногда встречаются и относительно ровные склоны.

Наблюдения с подводных аппаратов, в частности у берегов Японии, показали, что внутренние склоны желобов часто осложнены гравитационными сбросами и оползнями, которые как бы наложены на тектонику сжатия, характерную для аккреционных клиньев.

Вулканические дуги протягиваются параллельно желобам на расстоянии порядка 200—300 км от их оси; это расстояние зависит от наклона сейсмофокальной зоны, как было показано в гл. 6. Ширина самой активной вулканической зоны составляет не более 50 км, но во времени она нередко мигрирует.

Вулканические дуги существуют двух типов: энсиматические и энсиалические. *Энсиматические дуги* закладываются на океанской коре, нередко на месте трансформных разломов, когда одно крыло, с более древней корой, начинает пододвигаться под другое, сложенное более молодой корой; такое происхождение приписывается, в частности, отмершей дуге Кюсю—Палау в Филиппинском море. Вулканиты юных энсиматических дуг обычно представлены толеитовыми базальтами и бонинитами. На более поздних стадиях развития этих дуг начинают преобладать андезитобазальты или андезиты, но дело редко доходит до извержения более кислых магм. Примерами юных энсиматических дуг могут считаться дуги Южно-Сандвичева (Скотия), Тонга—Кермадек, более зрелых — Марианская, Алеутская.

Энсиалические дуги образуются на континентальной коре, обычно на коре микроконтинентов, отторгнутых от континента рифтингом и спредингом. Таковы Японская дуга, Камчатская, возможно с ее Курильским продолжением, частично Филиппинская и некоторые другие. Вулканиты энсиалических дуг принадлежат той же известково-щелочной серии, но среди них явно преобладают андезиты и достаточно часты более кислые породы — дациты и риолиты, что объясняется, как и повышенное содержание радиогенного Sr, контаминацией более древней континентальной коры. На поздних стадиях развития этих дуг повышается содержание щелочей.

В основании вулканических дуг образуются плутоны гранитоидов — преимущественно диоритов, тоналитов, гранодиоритов в энсиматических дугах, нормальных гранитов — в энсиалических; при последующем размыве они выходят на поверхность. Таким образом, вулканические дуги являются скорее магматическими дугами. Породы, слагающие основание и фланги этих дуг, на глубине испытывают региональный метаморфизм низких и умеренных давлений и средней и высокой температуры, т. е. зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В то же время отложения аккреционных призм, образующиеся в обстановке интенсивного сжатия, подвергаются метаморфизму высоких давлений и низких температур, для которого типично появление глаукофановых «голубых» сланцев. Давления, необходимые для образования этих метаморфитов, могут достигаться только на значительной глубине — порядка 30 км. Появление их на поверхности требует быстрого подъема, так как в противном случае они успевают превратиться в зеленые сланцы, что часто и наблюдается, — среди зеленых сланцев встречаются реликты «голубых». Условия для этого создаются выталкиванием пород верхней части аккреционного клина при заклинивании зоны субдукции вследствие столкновения с крупным внутриплитным поднятием, другой островной дугой или микроконтинентом. Сама зона субдукции и желоб могут сместиться при этом в новое положение.

Как видно из изложенного, метаморфиты высокой температуры/низкого и умеренного давления, с одной стороны, и высокого

давления/низкой температуры — с другой, как впервые установил японский геолог А. Миясиро, образуют параллельные, парные пояса, из которых первые простираются ближе к континенту, вторые — ближе к океану. Это дает возможность при палеотектонических реконструкциях устанавливать направление наклона зоны субдукции и по расстоянию между этими поясами судить о крутизне этого наклона. Другим таким признаком является петрохимическая полярность вулканических поясов (см. гл. 6).

Задуговые (тыльно-дуговые) окраинные моря располагаются между островными дугами и континентом. Они могут обладать значительной глубиной (более 4000 м) и подстилаются в своей глубоководной части корой океанского типа, но нередко с повышенной мощностью осадочного слоя. Целая цепь таких бассейнов протягивается в западной части Тихого океана, вдоль окраин Азии и Австралии. Многие из этих бассейнов образовались в обстановке растяжения, о чем свидетельствуют и утонение литосферы, и повышенный тепловой поток, и в особенности появление спрединговых линейных магнитных аномалий. Наиболее отчетливо они выражены в Филиппинском, Южно-Китайском морях, а также в море Скотия.

Начальную стадию образования окраинных морей можно наблюдать на примере трога Окинава, возникшего в конце миоцена — начале плиоцена в тылу дуги Рюкю в Восточно-Китайском море. В этом троге произошла явная деструкция континентальной коры, проявился базальтовый вулканизм, но лишь на небольшом участке дело дошло до спрединга и новообразования океанской коры (рис. 11.7).

В Японском море в начале миоцена, а затем в среднем миоцене образовались две оси спрединга, к северо-западу и юго-востоку от микроконтинента — банки Ямато (рис. 11.8). Это явление получило название диффузного, или рассеянного, спрединга; оно, по-видимому, характерно для ряда бассейнов, в которых отсутствуют симметрично расположенные линейные магнитные аномалии. Нечто подобное происходило, в частности, в позднем миоцене—плейстоцене в Тирренском море, расположенном к западу от Апеннинского полуострова (между ним, Сардинией и Сицилией) в тылу Калабрийской энсиалической дуги. Здесь после фазы континентального рифтинга сначала одновременно раскрылось два узких трога (диффузный спрединг), сливающихся на юге в один, а затем произошел перескок оси спрединга к востоку, с раскрытием нового такого трога.

Осадки, накапливающиеся на дне окраинных морей, имеют различное происхождение. На склоне, обращенном к вулканической дуге, накапливаются преимущественно продукты ее размыва, т. е. вулканогенно-обломочные образования и пирокластика; градационная, турбидитовая текстура придает им характер туфогенного флиша. Иногда они достигают значительной мощности и выполняют прогибы, называемые тыльно-дуговыми (back-arc troughs). На противоположном склоне, обращенном к континенту,

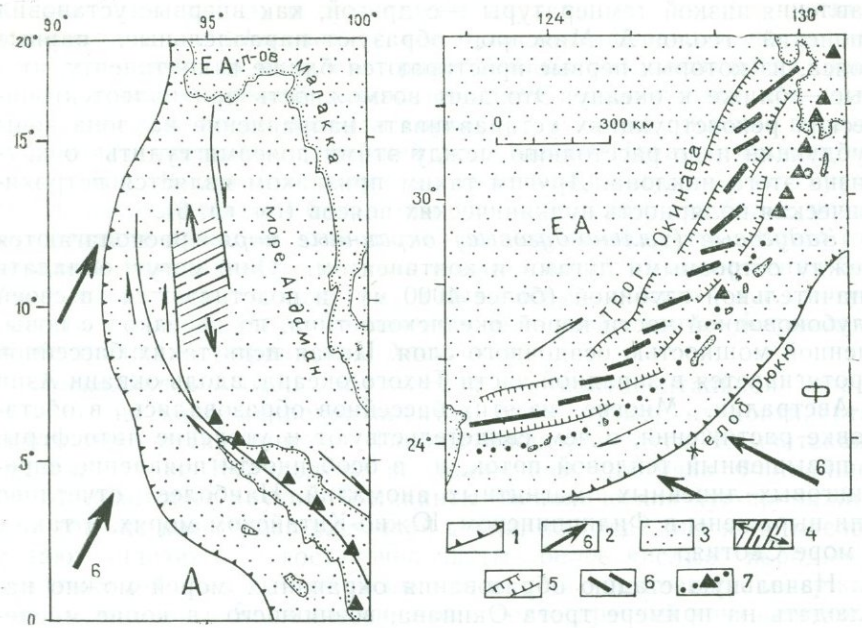


Рис. 11.7. Тектонические последствия косоориентированной субдукции. Слева — продольные сдвиги и раскрытие задугового бассейна типа pull-apart в море Андаман, Зондская зона субдукции (по Т. Эгухи и др., 1979). Справа — кулисообразная система рифтовых расщелин в троге Окинава над зоной субдукции Рюкю (по М. Кимуре и др., 1988, с дополнениями по Ж.-К. Сибуэ и др., 1987): *1* — глубоководные желоба (зоны субдукции); *2* — направление и скорость (см/год) конвергенции литосферных плит; *3* — область распространения континентальной коры; *4* — область задугового спрединга; *5* — сбросы на бортах трога Окинава; *6* — рифтовые расщелины в троге Окинава; *7* — ось островной дуги Рюкю и ее активные вулканы. Литосферные плиты: ЕА — Евразийская; А — Австралийская; Ф — Филиппинская

формируются подводные конусы выноса. Здесь также бывают развиты турбидиты и может формироваться флиш, но состав песчаников и алевролитов в этом флише кварцевый, в отличие от придугового флиша. В центральных, глубоких частях бассейнов отлагаются глины, преимущественно монтмориллонитовые, биогенные илы и эоловые осадки, принесенные с суши. В широких бассейнах максимальные мощности осадков накапливаются по краям, в более узких — в осевых их частях. Местами проявляется базальтовый вулканизм.

Механизм образования задуговых впадин окраинных морей еще не понят до конца. Растяжение литосферы должно быть непосредственно вызвано восходящим конвективным потоком в мантии, о котором свидетельствует высокий тепловой поток. Расположение этих окраинных морей в тылу островных дуг, а значит, и зон субдукции, указывает на связь задугового спрединга с субдукцией, но характер этой связи может быть истолкован по-раз-

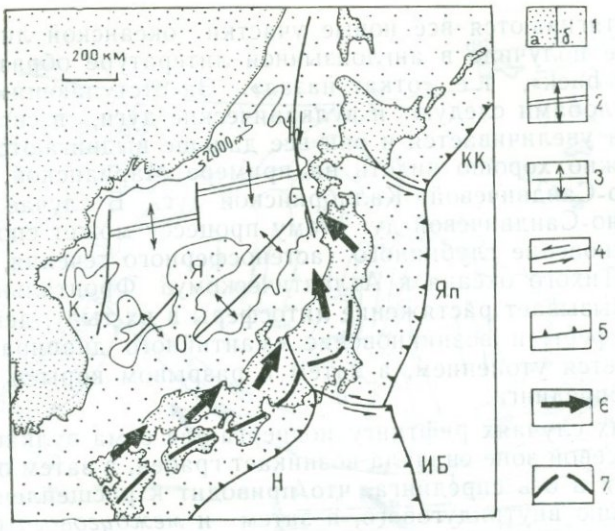


Рис. 11.8. Раскрытие Японского краевого моря, отчленение от континента и изгиб энсиалических островных дуг как результат нескольких фаз рассеянного спрединга. По данным С. Лаллемана, Л. Жоливе (1986), М. Целайя, Р. Мак-Кабе (1987):

1 — континентальная кора на суше *(а)* и в акваториях *(б)*, показана условно до изобаты 2000 м; *2* — спрединг позднего олигоцена — раннего миоцена; *3* — спрединг среднего миоцена; *4* — трансформные разломы; *5* — выходы зон субдукции (глубоководные желоба): Курило-Камчатской (КК), Японской (Яп), Идзу-Бонинской (ИБ), Нанкай (Н); *6* — палеомагнитные векторы по породам мелового возраста; *7* — изгибы юрской зоны метаморфизма высоких давлений — средних температур. Массивы континентальной коры: Я — Ямато; О — Оки

ному. Одна из возможных моделей была предложена Д. Каригом и получила широкую известность. Согласно этой модели, разогрев вследствие трения висячего крыла сейсмофокальной зоны вызывает вторичную конвекцию в тылу островной дуги, восходящая ветвь которой и приводит к утонению и разрыву литосферы и образованию впадины окраинного моря. Из этой модели следует, что усиление субдукции должно вызывать усиление задугового спрединга и одновременно островодужного вулканизма. Однако данные по Филиппинскому региону не подтверждают существование такой прямой связи, скорее наблюдается чередование фаз вулканизма и задугового спрединга. Можно заметить далее, что данные томографии указывают на значительно более глубинное зарождение восходящей конвекции, чем это следует из модели Карига. И наконец, неизвестно, достаточно ли фрикционного разогрева висячего крыла сейсмофокальной зоны для возникновения вторичной конвекции в тылу островной дуги, поскольку этот разогрев затрачивается на ее вулканическую активность.

Другая модель, которая представляется более привлекательной, основывается на том факте, что зоны субдукции обнаруживают со временем тенденцию смещения назад, к океану, ибо в по-

гружение втягиваются все новые участки океанской литосферы. Это явление получило в англоязычной литературе образное название «roll back», т. е. «откат назад». За отступающими таким образом желобами следуют и вулканические дуги, в связи с чем их кривизна увеличивается и они все дальше выдвигаются в океан. Это можно хорошо видеть на примере Марианской, Антильской, Южно-Сандвичевой, Калабрийской дуг. В случае Антильской и Южно-Сандвичевой дуг этому процессу может способствовать возникновение глубинного астеносферного течения, направленного от Тихого океана к Атлантическому. Фронтальное смещение дуг вызывает растяжение литосферы в их тылу, декомпрессию астеносферы и возникновение «мантийного диапира», что и сопровождается утонением, а затем и разрывом коры и началом задугового спрединга.

Во многих случаях рифтингу подвергается сама вулканическая дуга. В ее осевой зоне сначала возникает грабен, а затем он может переродиться в ось спрединга, что приводит к расщеплению дуги и образованию внутридугового, а затем и *междугового* бассейна с корой океанского типа. При этом одна из дуг, расположенная ближе к зоне субдукции и сопряженная с желобом, сохраняет свою вулканическую активность, а другая, оставшаяся в тылу, превращается в *остаточную дугу* (англ. remnant arc) и начинает остывать и погружаться. Начальную стадию этого процесса можно наблюдать в настоящее время на примере образования узкого трога Лау—Гавр в юго-западной части Тихого океана, между вулканической дугой и желобом Тонга—Кермадек на востоке и остаточной дугой Лау на западе. Трог Лау—Гавр начал формироваться всего 2 млн лет назад; он характеризуется исключительно высокими тепловым потоком и гидротермальной активностью. Несколько раньше, в плиоцене, подобный процесс привел к образованию Западно-Марианской впадины, а еще раньше, в олигоцене—миоцене, — впадины Сикоку—Паресе—Вела и остаточных дуг Западно-Марианской и Кюсю—Палау в Филиппинском море. Междуговые бассейны и остаточные дуги известны также в тылу Малоантильской и Южно-Сандвичевой дуг и, таким образом, внутридуговой рифтинг и спрединг представляют достаточно распространенное явление. Они приводят к значительному усложнению структурного плана активных окраин (см. рис. 6.4) и к их расширению за счет океана, в направлении которого происходит закономерное омоложение возраста и желобов, и дуг, и междуговых бассейнов.

Необходимо заметить, что далеко не все окраинноморские бассейны, в том числе и имеющие задуговое расположение, развиваются по изложенной выше схеме. Так, выделяется еще категория отгороженных задуговых окраинных морей, в качестве тектонотипа которых обычно приводится Берингово море, точнее его наиболее крупная Алеутская впадина (рис. 11.9). Предполагается, что такие окраинноморские бассейны возникли в результате появления в периферической части океана новой зоны субдукции и

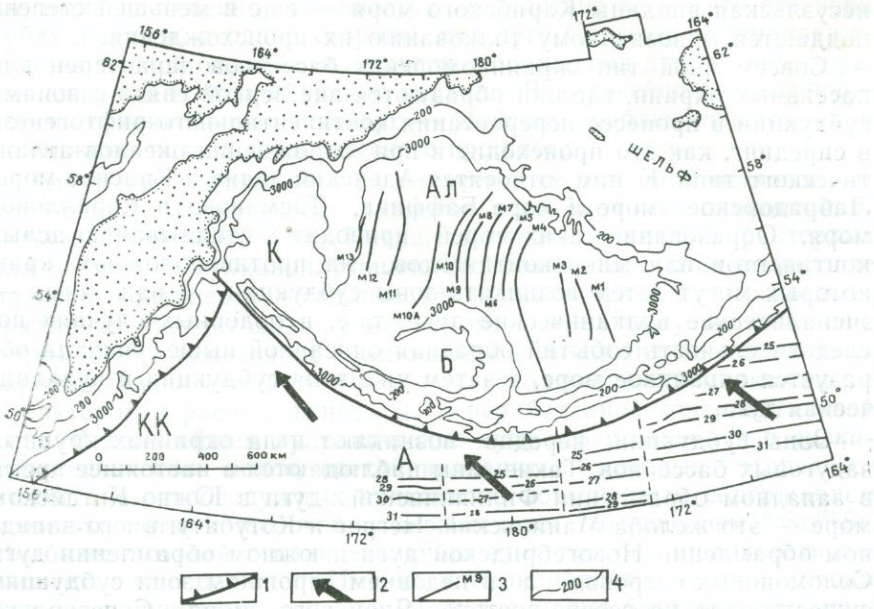


Рис. 11.9. Берингово краевое море — задуговый бассейн, образовавшийся в раннем эоцене в результате заложения Алеутской зоны субдукции, отчленившей от океана краевую часть плиты Кула, имеющую раннемеловой возраст. По Д. Шоллу и др., 1986:

1 — Алеутская (А) и Курило-Камчатская (КК) зоны субдукции; *2* — направление современного движения Тихоокеанской плиты относительно Северо-Американской; *3* — линейные магнитные аномалии океанской коры и их номера; 4 — изобаты. Котловины Берингова моря: Ал — Алеутская; К — Командорская; Б — Бауэрса

новой энсиматической вулканической дуги, отгородившей эту часть океана и превратившей ее в окраинное море. В случае Берингова моря такую роль должно было сыграть образование на рубеже мела и палеогена Алеутской дуги, под которую субдуцировалась существовавшая ранее в северной части Тихого океана литосферная плита Кула и отделявший ее от собственно Тихоокеанской плиты спрединговый хребет Кула/Пасифик. Доказывается это тем, что возраст океанской коры в этой части Тихого океана в направлении Алеутской дуги не удревняется, как это нормально происходит, а омолаживается, как это следует ожидать в направлении оси спрединга. В Беринговом море за Алеутской дугой было установлено существование линейных магнитных аномалий, отнесенных к раннему мелу и рассматривающихся как принадлежащие реликту плиты Кула. Однако сравнительно недавно А. Купером здесь обнаружен спрединговый хребет, названный хребтом Витуса (в честь Витуса Беринга) и примерно параллельный Алеутской дуге. Это усложняет интерпретацию Алеутской впадины как отгороженного бассейна. Другие примеры отгороженных бассейнов — Западно-Филиппинская впадина, Колумбийская и Ве-

несуэльская впадины Карибского моря — еще в меньшей степени поддаются однозначному толкованию их происхождения.

Совсем иной тип окраинноморских бассейнов характерен для пассивных окраин, где они образуются вне всякой связи с зонами субдукции в процессе перерастания континентального рифтогенеза в спрединг, как это происходит и при зарождении океанов атлантического типа. К ним относятся Аденский залив и Красное море, Лабрадорское море и море Баффина, Тасманово и Коралловое моря. Образование таких морей приводит к откалыванию целых континентов или микроконтинентов, на противоположном краю которых могут затем возникать зоны субдукции, а над ними — энсиалические вулканические дуги, т. е. в подобных случаях последовательность событий обратная описанной выше: сначала образуется окраинное море, а затем уже зона субдукции и вулканическая дуга.

Зоны субдукции нередко возникают и на окраинах крупных задуговых бассейнов. Такие зоны наблюдаются в настоящее время в западном обрамлении Филиппинской дуги в Южно-Китайском море — это желоба Манильский, Негрос и Котубату, в юго-западном обрамлении Новогебридской дуги и южном обрамлении дуги Соломоновых островов, а в недавнем прошлом зона субдукции существовала на северо-востоке Японского моря. С несколько иным, но сходным явлением мы встречаемся на окраинах таких морей, как Черное море и Венесуэльская впадина Карибского моря. Оба этих бассейна имеют докайнозойский возраст, спрединг в них давно прекратился, но по их периферии происходит надвигание смежных складчатых сооружений в сторону оси бассейна, что приводит к образованию структуры, вполне подобной структуре аккреционных клиньев типичных зон субдукции. Но в этих случаях активной субдукции, т. е. поддвига океанской плиты под континентальную (или островодужную), не происходит, а идет обратный процесс надвигания континентальных плит на океанские микроплиты. Он был назван французским геологом Ф. Буиссом, изучавшим Карибский регион, *псевдосубдукцией*. Впрочем, и в таких классических зонах субдукции, как по периферии американских континентов, фактически имеет место встречное движение конвергирующих плит, ибо обе Америки активно продвигаются к западу разрастающимся Атлантическим океаном.

Выше отмечалось, что типичные зоны субдукции могут располагаться с разных сторон вулканических дуг — и со стороны, обращенной к океану, и со стороны, обращенной к континенту, и даже одновременно с двух сторон, как это наблюдается в случае с Филиппинской дугой. При этом может происходить перескок зоны субдукции с одной стороны дуги на другую в случае заклинивания одной из этих зон.

Интересные соотношения наблюдаются в настоящее время в районе Молуккского моря, отделяющего островодужную окраину Азии от такой же окраины Австралии. Это море, подстилаемое океанской корой и на северо-востоке открывающееся в Тихий оке-

ан, ныне постепенно суживается вследствие того, что его кора субдуцируется, с одной стороны, под дугу Сангихе, принадлежащую азиатской окраине, а с другой стороны, под дугу Хальмахера, относящуюся к австралийской окраине. В дальнейшем может произойти столкновение этих дуг — явление, наблюдавшееся и в подвижных поясах геологического прошлого.

Процессы, развивающиеся на активных окраинах островодужного типа, находят своих аналогов и на окраинах приконтинентального, андского, типа. Предшественниками столь характерных для последних вулканоплутонических поясов являются возникшие на краю континента энсиалические вулканические дуги с преимущественно андезитовым вулканизмом, а в их тылу морские бассейны, отличающиеся от занимающих аналогичное положение окраинных морей западно-тихоокеанского типа своим мелководным характером и расположением на переработанной континентальной коре. В дальнейшем вулканические дуги перерождаются в *вулканоплутонические пояса,* состав вулканитов которых отличается от состава островодужных вулканитов повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей и повышенным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$. На более поздней стадии эволюции этих поясов щелочность повышается еще больше. Именно к вулканоплутоническим поясам бывают приурочены самые крупные гранитные батолиты, примеры чего мы и видим в Андах. Подобно вулканическим дугам, вулканоплутонические пояса на зрелой стадии своего развития испытывают в осевой зоне некоторое растяжение и здесь возникают рифты, примеры чего мы наблюдаем тоже в Андах, в частности в Эквадоре (грабен Кито) и Чили (грабен Сантьяго).

Рифтогенез и свойственный ему щелочно-базальтовый или бимодальный вулканизм проявляются и в тылу вулканоплутонических поясов, например в Патагонии, опять-таки напоминая процессы формирования окраинных морей, протекающие на окраинах западно-тихоокеанского типа. Хорошие ископаемые примеры того же известны в позднем палеозое и триасе Монголии и Забайкалья.

В истории подвижных поясов установлены многочисленные факты перехода одного типа активной окраины в другой. Так, тихоокеанская окраина Азии к концу юры—середине мела приобрела характер окраины андского типа с мощным краевым вулканоплутоническим поясом, протянувшимся от Чукотки до Калимантана. В кайнозое произошел распад этого пояса и окраина Азии получила современный вид типичной островодужной окраины. Напротив, тихоокеанская островодужная окраина Северной Америки начиная с конца юры стала превращаться в окраину андского типа.

В геологической истории известны и случаи превращения активных окраин андского типа в пассивные, например восточная окраина Австралии после триаса, и пассивных окраин в активные западно-тихоокеанского типа. Последнее связано с появлением в океане по соседству с пассивной окраиной энсиматической вул-

канической дуги, как это произошло в районе Омана в конце мела.

Изучение современных активных окраин имеет первостепенное значение для понимания средних стадий эволюции внутренних зон складчатых поясов, также характеризовавшихся развитием многочисленных островных дуг, энсиматических и энсиалических, вулканических и невулканических, окаймлявших их желобов и прогибов, преддуговых, тыльно-дуговых, междуговых, окраинноморских бассейнов. В традиционной «геосинклинальной» терминологии эти области именовались эвгеосинклиналями, островные дуги — геоантиклиналями (в работах В. В. Белоусова и его последователей — интрагеоантиклиналями), а разделяющие и окаймляющие прогибы и впадины — частными геосинклиналями (интрагеосинклиналями).

При палеотектонических и палеогеодинамических реконструкциях активных окраин геологического прошлого наибольшее диагностическое значение имеет изучение петрохимии и геохимии вулканитов и интрузивов особенно на уровне рассеянных элементов и изотопных соотношений, не только стронция, но и неодима и некоторых других. Конечно, никак не следует пренебрегать и изучением осадочных формаций и образуемых ими литодинамических комплексов.

11.3. Трансформные окраины

Это менее распространенный и не встречающийся в чистом виде тип континентальных окраин. Он может быть разделен на два подтипа — трансформные дивергентные окраины и трансформные конвергентные окраины.

Типичным примером современной *трансформной дивергентной окраины* является атлантическая окраина Африки на участке северного побережья Гвинейского залива, где Африканский континент как бы подрезан экваториальной зоной разломов Атлантики. Здесь проявлены все характерные черты трансформной окраины: узкий шельф, узкий и очень крутой континентальный склон, с основанием которого совпадает резкая тектоническая граница между континентальной и океанской корой, практически без переходной коры между ними, слаборазвитое континентальное подножие. По разлому на границе континент/океан наблюдаются как вертикальные сбросовые, так и горизонтальные сдвиговые смещения, т. е. эта граница носит транстенсивный, сдвигово-раздвиговый характер.

Такие же, но менее протяженные окраины развиты в Атлантике вдоль южного ограничения Ньюфаундлендского выступа Северной Америки, вдоль южного ограничения Фолклендского плато и вдоль юго-восточного ограничения Южной Африки; обе последних обусловлены существованием крупнейшего Фолклендско-Агульясского разлома. В Индийском океане трансформный характер имеет восточное ограничение Мадагаскара и его подводного продол-

жения, юго-восточное ограничение Аравийского полуострова, а также некоторые участки северо-западного и южного обрамления Австралии. В Тихом океане к данному типу и подтипу принадлежит северная окраина Новозеландского плато.

Трансформные конвергентные окраины представлены на двух отрезках тихоокеанской окраины Северной Америки — на севере против Канады и юго-восточной Аляски, где такой характер окраины определяется сдвигом вдоль архипелага Королевы Шарлотты, и против Калифорнии. В первом случае картина строения окраины весьма сходна с предыдущим подтипом и отличием является, пожалуй, лишь принадлежность к конвергентной в целом границе Северной Америки, с нырянием под нее Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вторым примером трансформной конвергентной окраины является так называемый Калифорнийский бордерленд. Он представляет участок подводной окраины к югу от Поперечных хребтов Калифорнии, находящийся между двумя параллельными сдвигами: сдвигом Сан-Андреас, проходящим по суше, и сдвигом, ограничивающим бордерленд со стороны океана. Между ними внутри самого бордерленда проходит, по-видимому, еще несколько сдвигов, принадлежавших той же системе. С ними связано образование нескольких цепочек раздвиговых осадочных бассейнов, кулисообразно расположенных, выполненных плиоцен-четвертичными отложениями, между которыми находятся приподнятые блоки более древнего основания. По существу, этот бордерленд представляет недавно погруженный участок континента, на котором по соседству с ним распространены такие же бассейны.

●

ГЛАВА 12

СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА КОНТИНЕНТОВ

12.1. Общая характеристика складчатых поясов

Крупные складчатые пояса, разделяющие и обрамляющие древние платформы с докембрийским (архей, нижний и средний протерозой) фундаментом, начали формироваться в позднем протерозое (1,0—0,85 млрд лет). Протяженность складчатых поясов составляет многие тысячи километров, ширина обычно превышает тысячу километров. Главными складчатыми поясами планеты являются следующие (рис. 12.1).

1. *Тихоокеанский* (Круготихоокеанский) *пояс*, обрамляющий впадину Тихого океана и отделяющий ее от древних платформ (кратонов): Гиперборейской на севере, Сибирской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской, Австралийской на западе, Антарктической на юге и Северо- и Южно-Американских на востоке. Этот пояс нередко делится на два — Западно- и Восточно-Тихоокеанские; последний именуется еще Кордильерским.

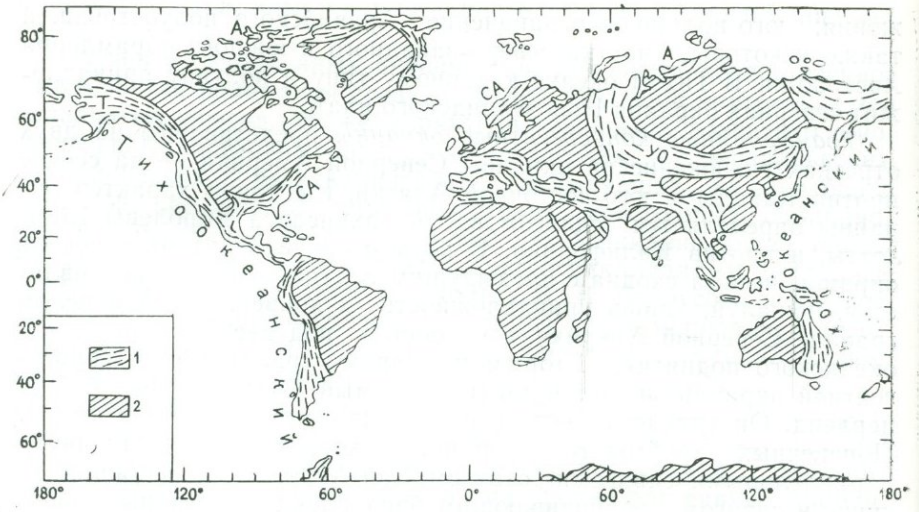


Рис. 12.1. Главные складчатые пояса фанерозоя, по К. Сайферту, Л. Сиркину (1979), с изменениями:
1 — складчатые пояса (Т — Тихоокеанский, УО — Урало-Охотский, С — Средиземноморский, СА — Северо-Атлантический, А — Арктический); *2* — древние платформы (кратоны) и их фрагменты

2. *Урало-Охотский,* или Урало-Монгольский, *пояс,* простирающийся от Баренцева и Карского до Охотского и Японского морей и отделяющий Восточно-Европейскую и Сибирскую древние платформы от Таримской и Китайско-Корейской. Имеет дугообразную форму с выпуклостью к юго-западу. Северная часть пояса простирается субмеридионально и именуется Урало-Сибирским поясом, южная простирается субширотно и называется Центральноазиатским поясом. На севере сочленяется с Северо-Атлантическим и Арктическим поясами, на востоке — с Западно-Тихоокеанским.

3. *Средиземноморский пояс* пересекает земной шар в широтном направлении от Карибского до Южно-Китайского моря, отделяя южную группу древних платформ, до середины юры составлявшую суперконтинент Гондвану, от северной группы: Северо-Американской, Восточно-Европейской, Таримской, Китайско-Корейской. На западе сочленяется с Восточно-Тихоокеанским (Кордильерским), на востоке — с Западно-Тихоокеанским поясами. После полного раскрытия в середине мела Атлантического океана пояс замкнулся на западе, упираясь в последний. В районе Южного Тянь-Шаня практически смыкается с Урало-Охотским поясом.

4. *Северо-Атлантический пояс* отделяет Северо-Американский кратон от Восточно-Европейского и на юге сочленяется со Средиземноморским поясом, а на севере — с Арктическим на западе и Урало-Охотским на востоке.

5. *Арктический пояс* протягивается от Таймыра до северо-восточной Гренландии вдоль современных северных окраин Азии и Северной Америки, отделяя Сибирский и Северо-Американский кратоны от Гиперборейского (Арктиды). На западе он сочленяется с Урало-Охотским поясом, на востоке — с Северо-Атлантическим.

Все перечисленные складчатые пояса возникли в своей основной части в пределах древних океанских бассейнов или на их периферии (Тихий океан). Предшественником Урало-Охотского пояса был Палеоазиатский океан, Средиземноморского пояса — океан Тетис, Северо-Атлантического пояса — океан Япетус, Арктического пояса — Бореальный океан. Свидетельством океанского происхождения складчатых поясов является присутствие в них многочисленных выходов офиолитов — реликтов океанской коры и литосферы. Все названные океаны, кроме Тихого, были вторичными, образованными в результате раздробления и деструкции суперконтинента Пангея I, объединявшего в среднем протерозое все современные древние платформы. Доказательством такого их происхождения является присутствие в них многочисленных обломков раннедокембрийской континентальной коры — микроконтинентов и несогласное срезание контурами поясов элементов внутренней структуры древних платформ; примером последнего могут служить восточные и южные ограничения Восточно-Европейской платформы.

Со времени заложения в позднем протерозое складчатые пояса прошли сложную и длительную историю развития. Эта история включала заложение в их пределах новых глубоководных морских бассейнов с корой океанского или переходного типа, возникновение среди них вулканических и невулканических островных дуг, замыкание этих и ранее существовавших бассейнов в результате столкновения ограничивающих их континентальных глыб или островных дуг или, наконец, этих дуг между собой или с континентальными глыбами. Эти процессы протекали разновременно в разных частях одного и того же пояса. Тем не менее в глобальном масштабе статистически намечаются определенные эпохи заложения бассейнов с океанской корой и окончания их развития с новообразованием континентальной коры — эпохи орогенеза.

Главными эпохами орогенеза являлись байкальская в конце докембрия, каледонская в конце силура — начале девона, герцинская в позднем палеозое, киммерийская в конце юры — начале мела, альпийская в олигоцене — квартере. Они завершают циклы продолжительностью 150—200 млн лет, впервые выделенные в конце XIX в. французским геологом М. Бертраном и поэтому заслуживающие название *циклов Бертрана*. Каледонская эпоха явилась завершающей для Северо-Атлантического складчатого пояса, герцинская — для большей части Урало-Охотского пояса, киммерийской эпохой завершилось развитие Арктического пояса. Тихоокеанский и Средиземноморский пояса сохранили свою высокую подвижность до наших дней. Все эти складчатые пояса

пережили более одного цикла Бертрана, и продолжительность их активного развития охватывает многие сотни миллионов лет. Полный цикл эволюции складчатого пояса, от возникновения до закрытия океана, получил название *цикла Вилсона*, в честь канадского геофизика, одного из основоположников тектоники плит. Циклы Вилсона проявляются в масштабе всего или почти всего пояса, в то время как составляющие их циклы Бертрана и завершающие их эпохи орогенеза затрагивают лишь отдельные его части.

Существует два главных типа складчатых поясов. Один из них составляют *межконтинентальные пояса*, возникшие на месте вторичных океанов, образовавшихся в свою очередь в результате деструкции среднепротерозойского суперконтинента — Пангеи I. К этому типу принадлежат все перечисленные выше складчатые пояса, кроме тихоокеанских. Последние составляют второй тип складчатых поясов — *окраинно-континентальный*, образовавшийся на границе Пангеи I и ее фрагментов с Панталассой — предшественницей Тихого океана. Межконтинентальные пояса заканчивают свое развитие полным поглощением океанской коры и столкновением—коллизией — ограничивающих их континентов. Окраинно-континентальные пояса еще не закончили свое развитие, и кора Тихого океана продолжает субдуцироваться под эти пояса. Вот почему пояса первого типа именуются еще *коллизионными*, а второго типа — *субдукционными*.

Судьба складчатых поясов после окончания их активного развития обычно заключалась в постепенном срезании их горного рельефа и складчато-надвиговых структур денудацией и смене орогенного режима более спокойным, платформенным (см. гл. 13). В дальнейшем отдельные части поясов перекрывались осадочным чехлом и превращались в плиты молодых платформ, как это произошло с северной, западносибирской, частью Урало-Охотского пояса (кроме самого Урала и Енисейского кряжа) и с северной периферией Средиземноморского пояса, ныне занятой Западно-Европейской, Скифской и Туранской плитами. Другие части пояса в новейшую эпоху испытывали повторное горообразование уже во внутриконтинентальных условиях; примеры — Урал, Тянь-Шань, Алтай и ряд других горных сооружений в Урало-Охотском поясе, горные массивы Западной и Центральной Европы — Иберийская Месета, Центральный Французский, Богемский (Чешский) массивы, Гарц, Судеты и другие в Средиземноморском поясе (см. гл. 14).

Нередки также области внутри будущих складчатых поясов, на площади которых в результате проявления одного или двух циклов Бертрана произошло закрытие океанского бассейна, складчатость, горообразование, а затем относительно кратковременное ослабление тектонической активности, которое сменилось новым рифтингом, повторным раскрытием океанского бассейна и дальнейшей его эволюцией в направлении орогенеза. Такова, например, история западной и южной частей Средиземноморского пояса в

позднем палеозое, испытавших герцинский орогенез, затем переживших платформенную или близкую к ней («квазиплатформенную») стадию развития в начале мезозоя ($T—J_1$), повторный рифтинг и спрединг в середине мезозоя ($J_2—K$) и в конечном счете давших начало молодому Альпийско-Гималайскому горному поясу.

12.2. Внутреннее строение складчатых поясов

Внутреннее строение складчатых поясов отличается большой сложностью, ибо любой такой пояс представляет собой коллаж[1] разнородных структурных элементов — обломков континентов, островных дуг, образований ложа океанов и их окраинных морей, внутриокеанских поднятий. Присутствие в пределах складчатого пояса крупных (многие сотни километров в поперечнике) глыб более древней, докембрийской континентальной коры, обломков среднепротерозойской Пангеи I, выделявшихся прежде под названием *срединных массивов*, а ныне называемых по аналогии с подобными структурами в современных океанах микроконтинентами, служит основанием для подразделения складчатых поясов на отдельные *складчатые системы*, находящиеся между такими микроконтинентами или между ними и настоящими континентами. Подобными складчатыми системами являются Уральская, Южно- и Северо-Тяньшаньские, Большой Кавказ и др. Их протяженность составляет более тысячи, поперечник — первые сотни километров. Иногда несколько систем группируются по структурному и (или) историческому признаку в складчатые области — например, Восточно-Казахстанскую и Алтае-Саянскую в Урало-Охотском поясе, Западно-Средиземноморскую, Карпато-Балканскую — в Средиземноморском.

Передовые (краевые) прогибы. Складчатые системы занимающие в поясе окраинное положение и пограничные с континентальными платформами, нередко отделяются от последних прогибами, получившими название передовых, или краевых. В некоторых случаях такие прогибы отсутствуют и тогда складчатое сооружение оказывается непосредственно надвинутым на десятки, иногда даже на сотни километров на платформу — Скандинавские и Гренландские каледониды, Северные Аппалачи, Урал в районах Башкирского Каратау и Полюдова кряжа. В других случаях отсутствие передового прогиба связано с поперечным поднятием фундамента прилегающей платформы. Так, Минераловодское поднятие разделяет два передовых прогиба Большого Кавказа — Кубанский (Индоло-Кубанский) и Терский (Терско-Каспийский).

Н. С. Шатский различал два типа сочленения складчатых систем с платформами — вдоль краевых прогибов и краевых швов, указывая, что первый тип характерен для сочленения складчатых

[1] Термин «коллаж» (фр. collage от слова col — клей) означает мозанку, склеенную из разнородных кусков.

систем с плитами, а второй — со щитами. Действительно, большинство приведенных выше примеров отсутствия передовых прогибов относится к сочленениям складчатых сооружений со щитами (Скандинавские каледониды с Балтийским, Гренландские каледониды и Северные Аппалачи — с Канадско-Гренландским). Однако Шатский считал краевые швы вертикальными глубинными разломами, а А. А. Богданов полагал, что они продолжаются в основание передовых прогибов вдоль оси последних, составляя границу между их внешними и внутренними зонами (крыльями). В действительности оказалось, что эти «швы» представляют фронтальные зоны пологих надвигов — шарьяжей (см. гл. 15) и не продолжаются под смежные передовые прогибы.

Участки непосредственного надвигания складчатого сооружения на платформу или поперечных поднятий ее фундамента расчленяют систему передовых прогибов на отдельные звенья — впадины протяженностью в сотни километров и с поперечником обычно в несколько десятков километров. Так, в Предуральской системе прогибов различают (с юга на север) Бельскую, Юрюзано-Сылвенскую, Камскую, Верхнепечорскую, Косью-Роговскую (Воркутинскую), Коротаихскую впадины (рис. 12.2).

Передовые прогибы закладываются в пределах тыльных, проксимальных частей пассивных окраин континентов, в зоне внутреннего шельфа и начинают формироваться одновременно с началом поднятия смежного складчатого сооружения. Первоначально они могут представлять собой относительно глубоководные бассейны с дефицитным глинистым или глинисто-кремнистым осадконакоплением (примеры — Предуральские прогибы в ранней перми, Предкарпатский в олигоцене, Предкавказские в олигоцене — раннем миоцене). В соответствующих климатических условиях далее начинается накопление эвапоритов, в

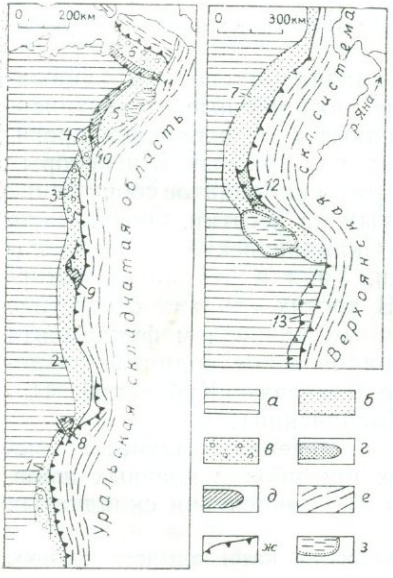


Рис. 12.2. Герцинский Предуральский и мезозойский Предверхоянский передовые прогибы, по Е. Е. Милановскому (1989). Впадины передовых прогибов: Бельская *(1)*, Юрюзано-Сылвенская и Камская *(2)*, Верхнепечорская *(3)*, Большесынинская *(4)*, Косью-Роговская *(5)*, Коротаихская *(6)*, Предверхоянская *(7)*. Поднятия в передовых прогибах: Каратау *(8)*, Полюдов Камень *(9)*, гряда Чернышёва *(10)*, гряда Чернова *(11)*, Китчанское *(12)*; *13* — Нельканская зона надвигов.
а — Восточно-Европейская и Сибирская платформы; *б*, *в*, *г* — передовые прогибы, в том числе наиболее длительно погружавшиеся *(в)* и относительно приподнятые *(г)* их участки, *д* — поднятия с выходом пород основания передовых прогибов; *е* — складчатые комплексы Урала и Верхоянья; *ж* — надвиги; *з* — наложенные впадины

том числе каменной и даже калийных солей (кунгур Предуральских прогибов, средний миоцен Предкарпатья и др.) или угленосных толщ (северные Предуральские прогибы в кунгуре). С усилением роста смежного складчатого горного сооружения прогибы начинают заполняться молассами, но, как показывает, в частности, пример Предкавказья, существенную роль может сыграть и принос обломочного материала с испытывающей осушение платформы. Весьма наглядно роль различных источников сноса — платформенного и орогенного — выступает на сейсмических профилях, где видны наклоненные к оси прогиба с одной и с другой стороны клиноформы, образующие комплексы бокового наращивания.

Погружение передовых прогибов резко усиливается с началом непосредственного надвигания на них тектонических покровов, продукты разрушения фронтальных частей которых захороняются в виде олистостром. В дальнейшем процесс надвигания охватывает и внутренние крылья самих передовых прогибов, обусловливая в конечном счете их асимметричную форму с контрастом между интенсивно деформированным внутренним и обычно относительно пологим и просто построенным внешним крыльями. Присутствие в разрезе эвапоритов, как в Предуралье или Предкарпатье, приводит к дальнейшему усложнению структуры.

Внешние зоны периферических складчатых систем. В отличие от внутренних зон эти зоны однообразны по развитию и строению.

Характерной чертой внешних зон является их расположение на той же континентальной коре, что и кора (фундамент) прилегающей платформы. Фундамент платформы, как показывают сейсмические профили Аппалачей, Канадских Кордильер и отчасти Урала, либо плавно, либо ступенчато, по системе листрических сбросов, погружается под осадочный комплекс внешних зон. Этот осадочный комплекс, отвечающий образованиям внешнего шельфа и континентального склона, обычно оказывается сорванным с фундамента и перемещенным на значительное расстояние — многих десятков, даже более сотни километров — в сторону платформы. При этом он приобретает характерную моновергентную чешуйчато-надвиговую структуру с отдельными более крупными шарьяжами. По мере приближения к платформе поверхность надвигания нередко смещается на более верхние уровни, совпадающие с высокопластичными пачками глин или эвапоритов. Иногда близ поверхности надвиги не проявляются и мы наблюдаем лишь асимметричные антиклинали, но на глубине крутые крылья последних оказываются срезанными надвигами. Помимо основных надвигов, отвечающих главной, направленной к кратону вергентности, отмечаются меньшего масштаба надвиги встречного направления на пологих крыльях складок, вырезающие приподнятые треугольники. Существуют основания думать, что главные надвиги могут быть унаследованными от листрических сбросов былой пассивной окраины.

Граница внешних зон с внутренними обычно проводится по первому от платформы «офиолитовому шву», но надо иметь в виду, что такая демаркация нередко может оказаться условной. Так, в случае Урала представляется вполне логичным разграничивать внешние и внутренние зоны по Главному Уральскому надвигу; однако нет уверенности в том, что фундамент Восточно-Европейского континента не продолжается далее к востоку под тектоническими покровами Тагильского и Магнитогорского «синклинориев». Тем более нельзя проводить эту границу по западному краю отдельных офиолитовых шарьяжей западного склона Урала, вроде Кракинского или Бардымского.

Описанный структурный стиль внешних зон обнаруживает удивительную выдержанность и сходство в географически удаленных друг от друга складчатых системах, из которых помимо Урала, Аппалачей, Канадских Кордильер упомянем Верхоянье, Большой Кавказ, Копетдаг, Пиренеи, Альпы, Апеннины, Карпаты, Динариды-Эллиниды, Загрос, Белуджистан и Индо-Бирманские цепи.

Ширина внешних зон колеблется от первых десятков до первых сотен километров. Наиболее широкой внешней зоной обладает Верхояно-Колымская система нашего Северо-Востока; ее ширина достигает 900 км.

Отложения, слагающие внешние зоны, накапливались, как уже отмечалось, в условиях внешнего шельфа и континентального склона, но их нижние горизонты могли образовываться еще в рифтогенную стадию развития пассивной окраины, как это предполагается для рифея западного склона Урала. В литолого-формационном отношении вышележащие осадки относятся к шельфовым карбонатам, песчано-глинистым образованиям, эвапоритам, а также к кремнисто-глинистым и (или) флишевым отложениям континентального склона. Характерной считается амагматичность внешних зон. Именно это дало основание Г. Штилле выделять эти зоны в качестве *миогеосинклиналей,* т. е. «не совсем геосинклиналей», в отличие от эвгеосинклиналей, т. е. настоящих высокомагматичных геосинклиналей внутренних зон. Позже Р. Дитц и Дж. Холден предложили заменить термин «миогеосинклиналь» на *«миогеоклиналь»,* учитывая, что комплекс осадков, слагающих внешние зоны, имеет форму не выполнения прогиба, а скорее клина с мощностью, увеличивающейся до многих километров (иногда более 10—12) в направлении от платформы в глубь складчатой системы. Представление об амагматичности внешних зон орогенов не вполне точно — здесь встречаются покровы и силлы основных магматитов, а также кольцевые ультраосновные — щелочные плутоны, образовавшиеся на рифтогенной стадии развития пассивной окраины.

В дистальной части внешних зон могут появляться покровы пород кристаллического фундамента, которые первоначально слагали поднятия на внешнем крае шельфа. Такие покровы известны в Гренландских каледонидах, в Гималаях; их аналогами, по суще-

ству, являются Внешние кристаллические массивы Западных Альп, зоны Уралтау на Урале, Блю-Ридж в Аппалачах (последняя частично). В их тыльной части может сохраниться шельфовый (внешний шельф) чехол (Тетис—Гималаи).

Внутренние зоны орогенов. Приводимая ниже характеристика относится как к внутренним зонам периферических систем складчатых поясов, так и целиком к более внутренним системам этих поясов. Как подчеркивалось выше, их строение отличается очень большой разнородностью и разнообразием. Наиболее характерный элемент — офиолитовые покровы. Они могут располагаться либо на осадочных образованиях внутреннего края внешних зон, либо непосредственно на их кристаллическом фундаменте, что может являться следствием обдукции океанской коры (литосферы; см. ниже). При этом фундамент может испытать ремобилизацию под влиянием экранирования теплового потока офиолитовыми покровами и осадочным чехлом (в случае его присутствия). В результате образуются гранитогнейсовые купола (см. 15.2).

Офиолиты покровов внутренних зон могут иметь различное происхождение. Лишь некоторые из них оказываются образованными в спрединговых зонах открытого океана, другие — в аналогичных зонах окраинных морей, третьи составляют основание энсиматических вулканических дуг. В последнем случае офиолитовые покровы надстраиваются островодужными вулканическими комплексами, хотя нередко наблюдается и перевернутая их последовательность.

В составе внутренних зон значительную роль может играть складчатое осадочно-пирокластическое выполнение преддуговых, междуговых и тыльно-дуговых прогибов, также нередко испытавшее шарьирование. Встречаются фрагменты рифовых построек, венчавших отмирающие вулканические дуги, и биостромы, представлявшие чехол внутриокеанских вулканических поднятий.

В коллизионных межконтинентальных орогенах, в их наиболее центральных или внутренних частях нередко наблюдаются покровы кристаллических пород, первично принадлежавших уже другому континентальному ограничению бассейна с океанской корой по сравнению с кристаллическими комплексами покровов внешних зон. Таковы, например, покровы «кристаллиникума» Восточных Альп, Западных и Восточных Внутренних Карпат. В периферических складчатых системах материал этих покровов первично принадлежал расположенному в их тылу микроконтиненту — Адриатическому (Апулийскому) для Альп, Бихорскому для Карпат.

В окраинно-континентальных орогенах их обращенное к океану крыло образовано в основном изоклинально-чешуйчато-надвиговыми комплексами аккреционной призмы, включающими серпентинитовый меланж и тектонические линзы офиолитов. Вергентность, как правило, направлена к океану. Однако встречаются и офиолитовые покровы, обдуцированные на более древние элементы окраины орогена. Характерен метаморфизм высокого давле-

ния—низкой температуры, а в тылу таких зон простираются пояса гранитных батолитов и высокотемпературных метаморфитов.

Периферическим системам межконтинентальных складчатых поясов обычно свойственно асимметричное строение с вергентностью, направленной к смежным платформам и распространяющейся, как сказано выше, и на внутренние крылья передовых прогибов. Такая картина наблюдается на Урале, в Верхоянье, Карпатах, Альпах, Гималаях и других складчатых сооружениях этого типа, и лишь Большой Кавказ с его южной вергентностью составляет исключение (рис. 12.3). Другое исключение — веерообразно построенные Пиренеи, зажатые между континентом Евразии и микроконтинентом Иберии. Но в целом межконтинентальные складчатые пояса обладают дивергентной структурой; так, складчатые системы северной ветви Альпийско-Гималайского пояса надвинуты к северу, а южной ветви — к югу. То же свойственно герцинидам Центральной Европы.

Окраинно-континентальные складчатые пояса также характеризуются дивергентным строением, связанным с поддвигом под них с одной стороны океанской плиты (субдукция типа Б), а с другой — континентальной платформы (субдукция типа А). Такая структура наиболее типично выражена в Кордильерах Северной и Южной Америки (рис. 12.4).

Существенные изменения в развитии и структуре складчатых поясов происходят вдоль их простирания. Меняются их ширина, внутреннее устройство, в частности распределение микроконтинентов и складчатых систем, интенсивность и морфология складчатости, амплитуда надвигов и шарьяжей, степень развития гранитоидного плутонизма, проявления метаморфизма, что в свою очередь не может не отражаться на металлогенических особенностях. Эти изменения, как правило, происходят скачкообразно, вдоль поперечных разломов, которые на доорогенном этапе развития пояса играли роль трансформных. Кроме поперечных большое значение в строении складчатых поясов имеют продольные разломы-сдвиги, которые образуются на орогенном этапе.

Все эти изменения связаны с конфигурацией границ сталкивающихся в процессе конвергенции плит и с вытекающей отсюда неперпендикулярностью их встречных движений этим границам. Это и приводит к появлению продольной компоненты движений. Отражением неровностей границ плит является существование выступов и заливов фронтов складчатых поясов и дугообразные изгибы складчатых систем. Все это свидетельствует о продольном течении вовлеченных в их строение масс горных пород (рис. 12.5). Это течение приводит также к существенным продольным изменениям складчатой структуры поясов. Сужениям поясов отвечает воздымание шарниров складок, подъем и расширение антиклиниориев и сужение синклиниориев, сближение осей складок, их скучивание — так называемые *синтаксисы* типа Пенджабского. В промежутках, где наблюдается расширение поясов, оси складок обнаруживают расхождение, называемое *виргацией,* шарниры скла-

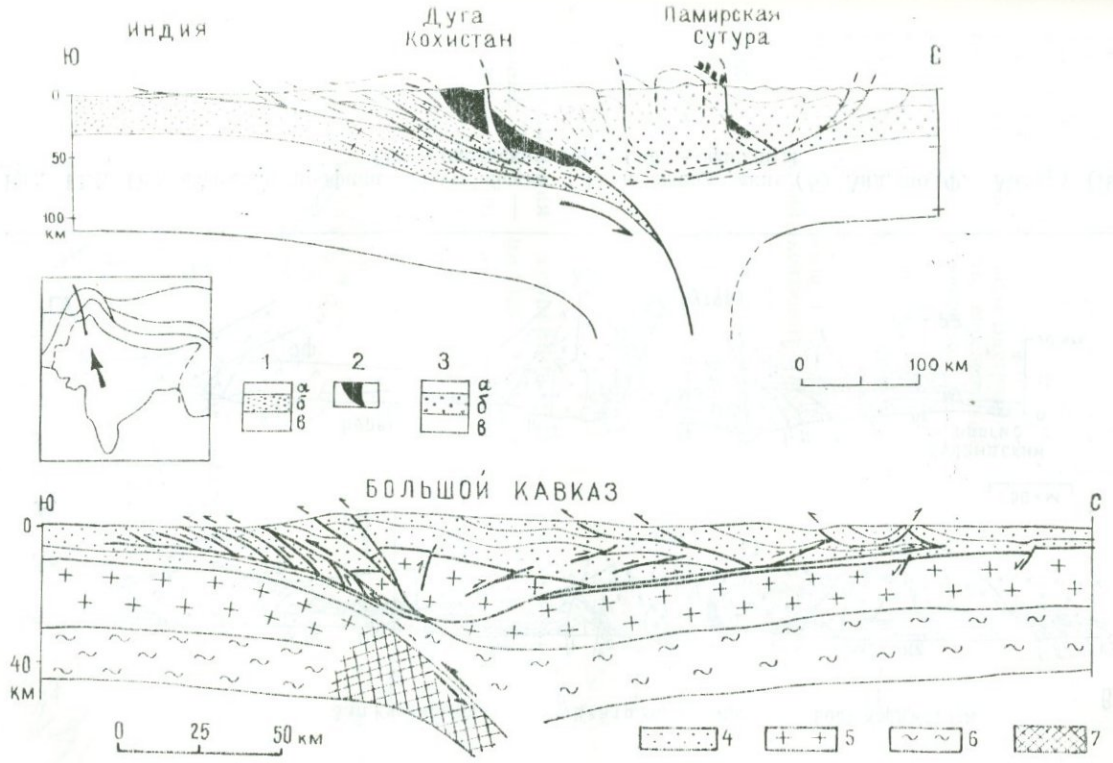


Рис. 12.3. Интерпретация структуры Западных Гималаев, по М. Матауэру (1983) и Большого Кавказа, по К. О. Соборнову (1994):

1 — Индостанская литосферная плита: осадочный чехол *(а)*, древний цоколь *(б)*, мантия *(в)*; *2* — офиолиты (океанская литосфера); *3* — Азиатская литосферная плита: осадочный чехол *(а)*, древний цоколь *(б)*, мантия *(в)*; *4—7* — комплексы Большого Кавказа: осадочные комплексы *(4)*, верхняя континентальная кора *(5)*, нижняя континентальная кора *(6)*, океанская кора *(7)*

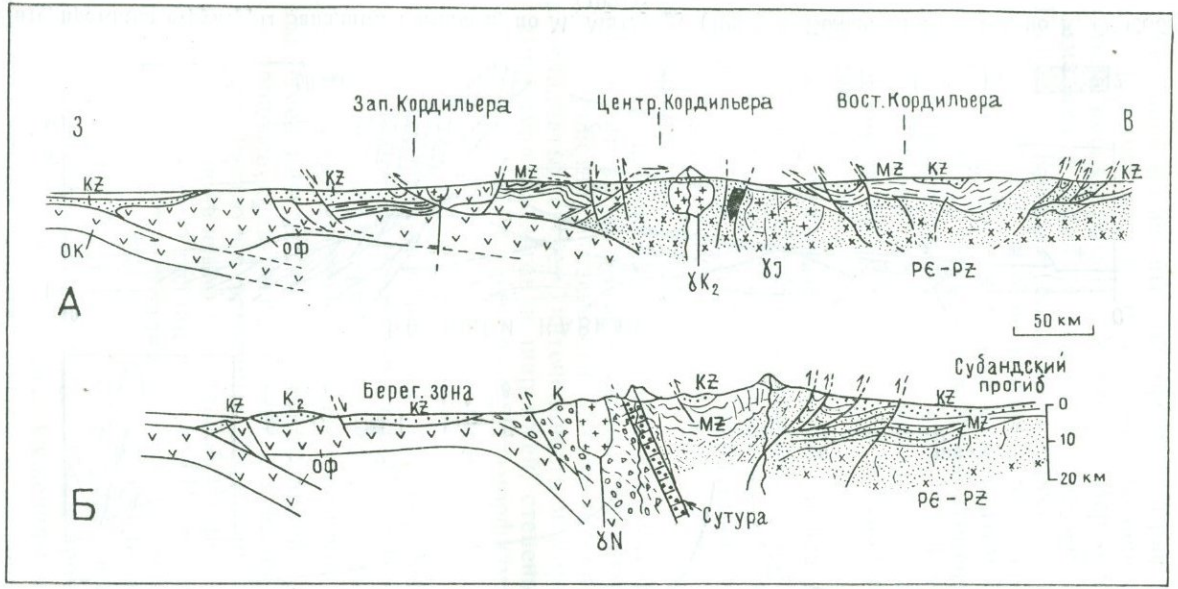


Рис. 12.4. Геологические профили Колумбийских *(А)* и Эквадорских *(Б)* Анд, по Ф. Мегару (1987). ОК — океанская кора; ОФ — офиолиты

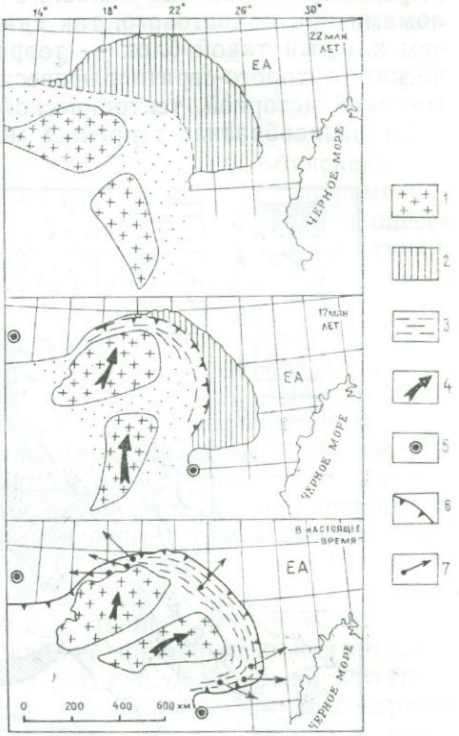


Рис. 12.5. Формирование Карпатской складчатой дуги в результате вращательного перемещения сиалических единиц Внутренних Карпат (по палеомагнитным данным) и шарьирования на край Евразийского континента (по З. Балла, 1985, упрощено). На последнюю карту нанесены палеомагнитные склонения в породах верхнего мела по данным М. Л. Баженова и В. С. Буртмана (1990).

1 — сиалические единицы Внутренних Карпат; *2* — область, впоследствии перекрытая при шарьировании; *3* — складчатые зоны Флишевых Карпат; *4* — направление вращательных перемещений; *5* — полюсы вращения; *6* — фронт карпатских шарьяжей; *7* — палеомагнитные склонения в породах верхнего мела. ЕА — Евразийский континент

док погружаются, синклинории расширяются за счет антиклинориев. Такова картина в области Южно-Каспийской впадины, между Большим Кавказом и Копетдагом (рис. 12.6).

Концепция террейнов. В конце 70-х — начале 80-х годов на материале Северо-Американских Кордильер возникла концепция, получившая название концепции террейнов. Было установлено, что внутренние зоны

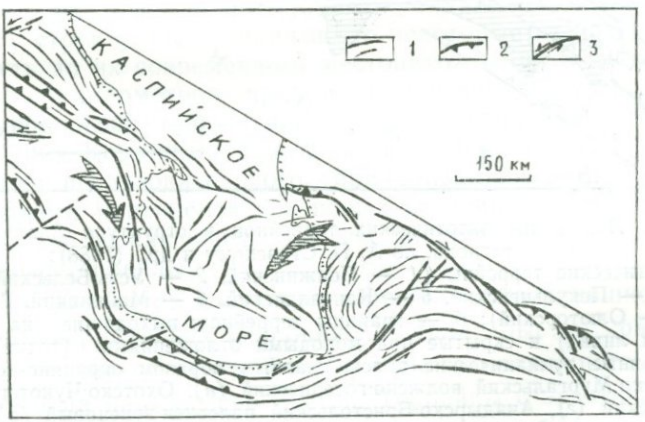


Рис. 12.6. Южно-Каспийская виргация, по М. Л. Коппу (1991). Стрелками обозначено направление выжимания горных масс:

1 — оси складок; *2* — надвиги; *3* — сдвиги

Кордильер состоят из большого числа блоков, разделенных разломами как надвигового, так сдвигового и сбросового типов, причем каждый такой блок — террейн — характеризуется специфическим литолого-стратиграфическим разрезом, структурой, геологической историей, тектонической природой (рис. 12.7). Эта природа разнообразна: террейны могут представлять обломки мик-

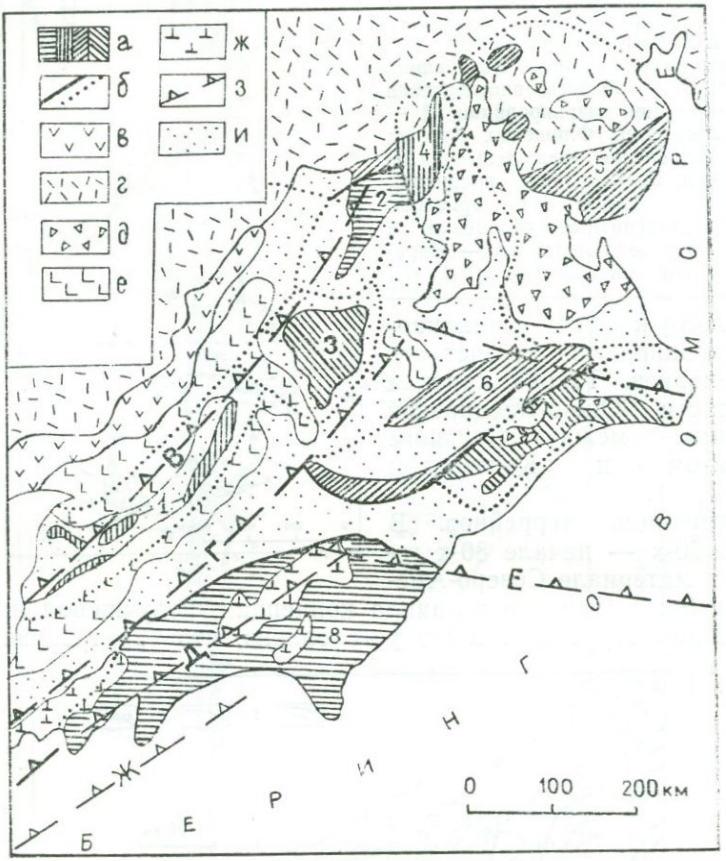


Рис. 12.7. Положение экзотических террейнов в структуре Анадырско-Корякского региона, по А. П. Ставскому и др., (1988):
а — экзотические террейны *(1* — Пенжинский, *2* — Усть-Бельский, *3* — Ваежский, *4* — Пекульнейский, *5* — Канчаланский, *6* — Майницкий, *7* — Эконайский, *8* — Олюторский); *б* — границы террейнов: выходящие на поверхность (сплошная линия) и скрытые под молодыми отложениями (точки); *в—ж* — субдукционные вулканические пояса, главным образом окраинно-континентальные: Удско-Мургальский волжско-готеривский *(в)*, Охотско-Чукотский альбско-маастрихтский *(г)*, Анадырско-Бристольский палеоцен-эоценовый *(д)*, Корякско-Западнокамчатский эоцен-миоценовый *(е)*, Апукско-Вывенкский плиоцен-четвертичный *(ж)*; *з* — рассчитанные положения выхода древних сейсмофокальных зон для перечисленных поясов (буквы указывают на условный знак соответствующего пояса); *и* — прочие комплексы: между экзотическими террейнами и в их чехле

роконтинентов, островных дуг, вулканических энсиматических и энсиалических, невулканических, внутриокеанских поднятий, изометрических (типа поднятия Шатского), линейных (типа асейсмичных хребтов вроде хр. Наска в Тихом океане), крупных гийотов. Соседствующие друг с другом террейны могут настолько отличаться в этом смысле, что они не могли первоначально располагаться рядом — их различия не могут быть объяснены перемещением по разграничивающим разломам. Их современное смежное положение является вторичным и возникло в процессе горизонтальных перемещений. Некоторые факты свидетельствуют, что такое перемещение могло быть значительным — до сотен и даже тысяч километров.

К таким фактам относится обнаружение в отложениях некоторых кордильерских террейнов фауны, резко отличной от фауны близлежащей континентальной окраины Северной Америки и характерной для более южной, тетической зоогеографической провинции. Эти фаунистические данные подтверждаются другой категорией фактов — палеомагнитными определениями. Становится ясным, что соответствующие террейны испытали перемещение не только перпендикулярно к краю континента, но и в продольном к нему направлении, причем гораздо более существенное. Подобные террейны отдаленного происхождения, не всегда ясного, получили название «подозрительных» (suspect terranes) или экзотических, в отличие от «родственных» ближайшей континентальной окраине.

Как справедливо отмечается в русской и зарубежной литературе, концепция террейнов не представляла собой нечто совершенно новое в рамках более широкой концепции мобилизма, допускающей крупные горизонтальные перемещения отдельных блоков земной коры и литосферы в самых различных направлениях. Новым элементом явилась констатация того, что внутренние зоны подвижных поясов могут представлять коллаж совершенно чуждых друг другу структурных единиц и что некоторые из них могли проделать путь до их современного местонахождения в многие сотни, даже тысячи километров, причем не поперек, а вдоль континентальных окраин. С утверждением этой концепции история Северо-Американских Кордильер в мезозое и раннем кайнозое предстала как история последовательного «причаливания» к краю Северо-Американского континента все новых террейнов (рис. 12.8), причем некоторые из них перед этим соединялись между собой, образуя сложные террейны.

К концу 80-х годов концепция террейнов, утвердившись на почве Северо-Американских Кордильер, стала быстро распространяться на другие сегменты Тихоокеанского подвижного кольца, в том числе и на наш Северо-Восток. Террейны с экзотической «тетической» фауной верхнего палеозоя и триаса были обнаружены в Корякии в непосредственном соседстве с блоками с фауной бореальной провинции. В дальнейшем концепция террейнов была применена к Аппалачам, Британским каледонидам, европейским

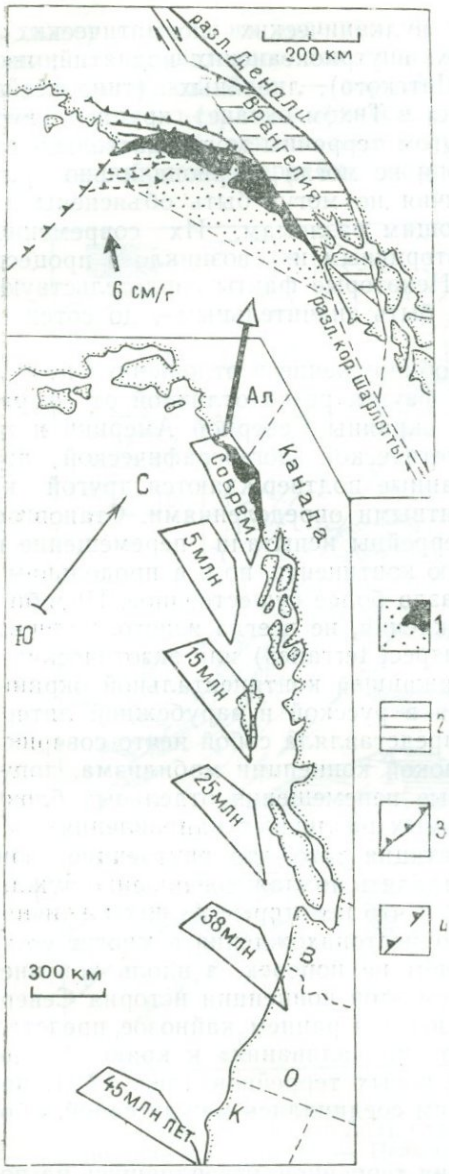


Рис. 12.8. Современное структурное положение экзотического террейна Якутат в Кордильерах и реконструкция его перемещения начиная с эоцена. По А. Брунсу, 1983:
Ал — Аляска, В — Вашингтон, О — Орегон, К — Калифорния; *1* — террейн Якутат, точками обозначена его подводная часть; *2* — террейн Врангелия; *3* — надвиги; *4* — зона субдукции

герцинидам и ей, таким образом, было придано универсальное значение в анализе структуры и истории подвижных поясов.

Концепция террейнов показала, что подвижность коры и литосферы в будущих складчатых поясах еще намного выше, чем ранее предполагалось, и что в этих поясах идет интенсивное продольное перемещение материала. Впрочем, об этом уже можно было догадываться по существованию крупных продольных и диагональных сдвигов амплитудой в многие сотни километров, столь характерных почти для всех звеньев Тихоокеанского кольца, включая на западе Сихотэ-Алинь, Японские острова, Филиппины, Новую Гвинею, Новую Зеландию, а на востоке в особенности Северо-Американские Кордильеры.

Чехлы срединных массивов, межгорные прогибы, эпиорогенные рифты и впадины внутренних морей. Пространства между складчатыми системами, родившимися из бассейнов с корой океанского типа, первично принадлежавшие микроконтинентам, на заключительной стадии развития подвижных поясов испытывают несколько различное развитие в разных своих частях. На одних участках древний фундамент микроконтинентов — срединных массивов — сохраняет приподнятое положение и выступает на поверхность; такие участки обычно и именуются массивами, например Дзирульский массив или Аразаканский массив в Закавказье, Кокчетавский и Улыта-

уский в Центральном Казахстане и др. На других участках фундамент оказывается перекрытым осадочным чехлом, обычно относительно небольшой (сотни, реже более тысячи метров) мощности, сложенным континентальными или мелководно-морскими отложениями, нередко с участием вулканитов, часто кислых и (или) повышенной щелочности. В пределах массивов могут существовать и прогибы с повышенной мощностью осадков, например Баррандов в Богемском (Чешском) массиве.

Чехлы массивов обнаруживают неравномерную дислоцированность, чаще всего складчато-блоковую, но иногда и более интенсивную, особенно в прогибах. Вместе с фундаментом они бывают пронизаны молодыми интрузиями гранитоидов, но в этом фундаменте местами обнаруживаются и древние интрузивные тела, характерные еще для платформенного этапа развития, например кимберлитовые трубки. Наконец, значительные площади срединных массивов на орогенном этапе развития подвижного пояса подвергаются погружению, часто весьма глубокому, и превращаются в межгорные прогибы, заполненные мощными толщами обломочных осадков — моласс, наложенных либо непосредственно на фундамент, либо на чехол срединных массивов. Однако межгорные прогибы не ограничиваются площадью срединных массивов, а часто выходят своими контурами за их пределы и поглощают смежные части самих складчатых систем, так что фундамент межгорных прогибов нередко оказывается гетерогенным. Характерный пример — Паннонская впадина, основание которой включает не только древнюю глыбу Тиссию (или Бихорский микроконтинент), но и соединительное звено между Альпами и Карпатами.

Развитие межгорных прогибов обычно начинается с заложения сравнительно узких прогибов непосредственно в тылу обрамляющих срединный массив складчатых систем (например, Закарпатский прогиб). В дальнейшем, по мере разрастания складчатых сооружений, эти прогибы мигрируют навстречу друг другу и в конце концов могут слиться (а могут и не слиться) в единый межгорный прогиб.

Все стадии этого процесса можно наблюдать на примере северного Закавказья. В его западной части между складчатыми сооружениями Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской системы Малого Кавказа находится наиболее возвышенная часть Закавказского срединного массива — Грузинская глыба. Фундамент глыбы выступает в Дзирульском массиве; его склоны и расположенное севернее Окрибское поднятие сложены пологодислоцированным чехлом микроконтинента, а между ним и смежными складчатыми сооружениями протягиваются узкие прогибы, выполненные морской песчано-глинистой олигоцен-миоценовой молассой; складчатые системы надвинуты на эти прогибы. Восточнее, в пределах Карталинской депрессии, продолжения обоих прогибов и разделяющего их поднятия оказываются перекрытыми более крупным Куринским межгорным прогибом, выполненным верхней позднемиоценово-плиоценовой молассой, в основном уже грубообломоч-

ной и континентальной. Еще восточнее, к востоку от меридиана Тбилиси, Куринский межгорный прогиб резко расширяется за счет как Малого, так и Большого Кавказа; фундамент разделявшего их массива оказывается погруженным на глубину, местами превышающую 12—15 км.

Молассы, выполняющие межгорные прогибы, дислоцированы очень неравномерно, интенсивнее всего близ границ смежных складчатых сооружений, на них, как правило, надвинутых. Молассовое выполнение нередко оказывается сорванным с фундамента или чехла срединного массива. В приведенном выше примере Куринского прогиба в его западной, карталинской, части интенсивным складчатым деформациям подверглись лишь узкие полосы тыльных прогибов, а центральная часть собственно межгорного прогиба ими практически не затронута. Восточнее, в Среднекуринском сегменте, молассовый комплекс весь затронут надвигами, исходящими от Большого Кавказа; при этом он сорван с чехла массива по глинам пластичной майкопской серии. Дополнительное усложнение в структуру выполнения межгорных прогибов вносит присутствие в низах разреза эвапоритов.

Сами складчатые горные сооружения, их сводовые части на позднеорогенной стадии развития нередко испытывают некоторое растяжение с образованием эпиорогенных рифтов. Наиболее широко это проявлено в Северо-Американских Кордильерах, в пределах США, где в олигоцене—миоцене образовалась полирифтовая система области Бассейнов и Хребтов, а также рифт Рио-Гранде вдоль восточного обрамления складчатого пояса. Подобные, но одиночные грабены осложнили на новейшем этапе развития структуру Анд в Эквадоре (грабен Кито), в Боливии (грабен Альтиплано) и Чили (грабен Срединной долины). Это грабенообразование, как и в Северной Америке, сопровождалось вулканизмом.

Помимо рифтов на складчатые системы оказываются наложенными более или менее изометричные внутренние впадины; их заложению могло предшествовать рифтообразование. Подобной впадиной является впадина Боусер в Канадских Кордильерах, выполненная верхнеюрскими и меловыми отложениями. Другой пример — Венский бассейн, наложенный на внешние зоны Альп и Карпат (Паннонская впадина перекрывает их более внутренние зоны).

Наиболее далеко зашедшую стадию деструкции складчатого пояса выражает образование впадин внутренних морей типа морей Западного Средиземноморья — Алжиро-Прованского, Лигурийского, Тирренского, — в которых рифтогенез привел к новообразованию коры океанского типа. Эти впадины начали формироваться в олигоцене, после завершения основных складчато-надвиговых деформаций во внутренних зонах Апеннин и смежных альпийских складчатых систем региона, и они оказываются несогласно наложенными на их сложную складчато-покровную структуру. Начальную стадию образования подобных впадин можно ви-

деть на примере Эгейского и Адриатического морей, а эмбриональную — на примере уже упоминавшейся Паннонской впадины. В этих впадинах дело не дошло до полного разрыва континентальной коры и ее замещения океанской, а ограничилось ее утонением и некоторой переработкой. При этом Тирренская и Эгейская впадины располагаются в тылу Калабрийской и Эгейской вулканических дуг и соответствующих сейсмофокальных зон. Аналогичное положение занимает более древняя Черноморская впадина, возникшая в тылу позднемеловой—раннепалеогеновой вулканической дуги. Таким образом, эти впадины могут быть причислены и к категории задуговых, но это не относится к Алжиро-Прованской и лишь частично верно для Паннонской впадины. Первая из них образовалась в пределах южного продолжения Западно-Европейской континентальной рифтовой системы.

Тот факт, что практически во всех молодых впадинах западной части Альпийско-Гималайского пояса наблюдаются утонение коры и литосферы и повышенный тепловой поток, дает основание говорить о подъеме астеносферы и «мантийном диапиризме». Последний нередко рассматривается как первопричина новообразования этих впадин, независящая от конвергенции литосферных плит, приведшей к образованию самого Альпийско-Гималайского пояса. С таким взглядом нельзя согласиться, более вероятно, что этот мантийный диапиризм представляет побочный продукт коллизии литосферных плит и вызванного ею диссипативного разогрева литосферы.

12.3. Развитие складчатых поясов

Во второй половине XIX столетия возникло представление о том, что складчатые системы закономерно зарождаются в пределах и в результате эволюции линейных зон интенсивного погружения и осадконакопления, получивших название геосинклиналей. В первой половине XX столетия, включая 50-е годы, в рамках учения о геосинклиналях была разработана довольно стройная концепция стадийного их развития по пути превращения морского бассейна в складчатое сооружение — ороген.

Было выделено два этапа этой эволюции — *собственно геосинклинальный*, с преобладанием погружений, морского режима и мощного осадконакопления, и *орогенный*, с преобладанием поднятий и горообразования. В каждом из этих этапов стали различать по две стадии; в геосинклинальном этапе первая, раннегеосинклинальная стадия характеризовалась заложением морского бассейна, накоплением относительно глубоководных осадков, подводным основным вулканизмом (диабазы, спилиты, кератофиры), получившим от Г. Штилле название инициального и в общем отвечавшим верхней эффузивной части офиолитовых комплексов, в то время как нижняя его часть, представленная габброидами и гипербазитами, рассматривалась как интрузивная и более поздняя. Вторая, позднегеосинклинальная, стадия знаменовалась расчле-

нением геосинклинального бассейна на частные прогибы и поднятия, накоплением флишевых и карбонатных толщ, подводным, отчасти наземным вулканизмом среднего—кислого состава, названным Г. Штилле субсеквентным и в целом соответствующим в современном понимании островодужному.

В орогенном этапе также различались две стадии — раннеорогенная, проявленная началом воздымания орогена, объединяющего прежние частные поднятия (островные дуги в современном смысле), отложением морских моласс в передовых и тыльных прогибах, гранитоидным плутонизмом, субаэральным средним и кислым вулканизмом, региональным метаморфизмом, и позднеорогенная стадия с усилением воздымания орогенов, сменой нижних морских моласс верхними, континентальными и грубообломочными, базальтоидным вулканизмом — финальным, по Г. Штилле.

В свете последующих открытий, главным образом в области морской геологии, в этих представлениях обнаружились серьезные недостатки. Прежде всего они были основаны, особенно в интерпретации В. В. Белоусова, на фиксистских принципах, на отрицании какой-либо роли горизонтальных напряжений и движений — растяжения и сжатия. В них не дается правильного определения характера геосинклинальных бассейнов на начальной стадии их развития вследствие неправильной интерпретации природы офиолитовых комплексов, неучета их тождества с корой океанского типа. Истолкование природы осадочных комплексов также не учитывает данных об их современных аналогах. Неприменение метода актуализма к интерпретации эволюции геосинклиналей — один из главных недостатков геосинклинальной концепции. Другим ее серьезным методологическим недостатком является излишний детерминизм: в ней предполагается, что развитие подвижных поясов происходит по достаточно стройной схеме и в общем однообразно.

Когда к концу 60-х годов выяснилось, что офиолиты — не что иное, как древняя океанская литосфера, представление о стадийности геосинклинального процесса претерпело определенную трансформацию, в частности в трудах сотрудников Геологического института АН СССР во главе с А. В. Пейве. Был сделан правильный вывод о том, что главным итогом развития подвижных, геосинклинальных поясов является новообразование континентальной коры за счет океанской. Соответственно, раннегеосинклинальная стадия стала рассматриваться как океанская, позднегеосинклинальная — как островодужная, а с началом орогенного этапа стало связываться становление новой континентальной коры.

С появлением тектоники плит истолкование истории складчатых поясов получило принципиальную новую, последовательно мобилистскую и актуалистическую основу. Дж. Т. Вилсон в 1968 г. предложил схему стадийности в развитии океанских бассейнов в течение цикла, позднее получившего в его честь название «цикл Вилсона». Она включает шесть стадий; 1) континентального рифтогенеза; современный пример — Восточно-Африканская рифтовая система; 2) ранняя; примеры — Красное море, Аденский залив;

3) зрелая; пример — Атлантический океан; 4) угасания; пример — западная часть Тихого океана; 5) заключительная; пример — Средиземное море; 6) реликтовая (геосутура); пример — линия Инда в Гималаях. Для каждой стадии характерен определенный тип движений (поднятие, растяжение, сжатие, снова поднятие), тип осадков и магматитов.

Дальнейшее развитие этих взглядов применительно к отдельным складчатым поясам и системам показало, что их развитие протекает сугубо индивидуально, весьма различными путями. Так, турецкий геолог Дж. Шенгёр недавно выделил 20 типов орогенов по условиям и истории их развития. Однако такое разнообразие не исключает проявления общих для эволюции всех орогенов тенденций и закономерностей. Общим является прежде всего исходное и конечное состояния: глубоководный бассейн с тонкой корой океанского типа превращается в конце концов в складчатое, точнее складчато-покровное горное сооружение — ороген с мощной, до 60—70 км, зрелой континентальной корой. Обстановка преобладающего растяжения и опускания сменяется в конце цикла обстановкой преобладающего сжатия и поднятия. Разнообразие проявляется в различии условий заложения бассейнов океанского типа, условий формирования орогенов и особенно, как мы увидим ниже, на средних стадиях развития подвижных поясов, когда в них наблюдается наиболее широкий спектр структурных элементов и их геодинамических соотношений. Поэтому интерпретация геодинамических обстановок этих стадий представляет наибольшие трудности и вызывает наибольшие разногласия среди исследователей. Рассмотрим все это подробнее.

Заложение подвижных (геосинклинальных в прежней терминологии) **поясов.** Выше уже говорилось о том, что существует два главных типа позднепротерозойских и фанерозойских подвижных поясов — межконтинентальные и окраинно-континентальные. Межконтинентальные пояса, к которым относятся Северо-Атлантический, Урало-Охотский, Средиземноморский и Арктический, заложились на зрелой континентальной коре среднепротерозойской Пангеи I в процессе ее рифтогенной деструкции. Они прошли в своем начальном развитии две первые стадии цикла Вилсона — стадию континентального рифтогенеза африканского типа в рифее и стадию межконтинентального рифтогенеза красноморского типа в конце рифея — начале палеозоя. В первую стадию накапливались обломочные толщи озерно-аллювиального происхождения и изливались бимодальные вулканиты — базальты, риолиты, щелочные разности. Во вторую стадию появляются эвапориты, затем морские терригенные и карбонатные осадки, а вулканиты принадлежат семейству толеитов. Начинается спрединг, но морской бассейн имеет еще ограниченную ширину — до 100 км или немногим более.

Окраинно-континентальные подвижные пояса зародились на периферии Пангеи I, на ее границе с Панталассой. Их заложение могло протекать несколько по-разному, по крайней мере в трех основных вариантах. Один из этих вариантов тождествен описан-

ному выше для межконтинентальных поясов и заключается в рифтогенезе с откалыванием от основного континентального массива глыб в несколько сотен километров в поперечнике, превращающихся в микроконтиненты — «бордерленды», в то время как между ними раскрывается глубоководный бассейн япономорского типа. Соответственно континентальные осадки сменяются морскими терригенными и терригенно-карбонатными толщами, а бимодальные вулканиты — толеитовыми базальтами.

Другая модель заложения окраинно-континентальных подвижных поясов заключается в новообразовании в океане, обычно на не очень большом (сотни километров) расстоянии от континента, энсиматической вулканической дуги типа Алеутской или Марианской, обычно вдоль трансформного разлома. В дальнейшем эта дуга может испытать расщепление с образованием остаточной дуги ближе к континенту и междугового бассейна, причем подобный процесс может неоднократно повторяться. Иллюстрацией этого варианта может служить район Филиппинского моря на западе Тихого океана. С появлением островной дуги по ее периферии вместо глубоководных илов начинают накапливаться граувакки, флиш, пирокластические осадки. Противоположный, континентальный, край бассейна чаще всего носит характер пассивной окраины с отложением шельфовых обломочных и карбонатных осадков.

В третьем варианте на краю континента закладывается зона субдукции и подвижный пояс начинает развиваться по андскому типу. Над зоной субдукции возникает энсиалическая вулканическая дуга, а в ее тылу окраинное море на сиалическом или симатическом, в случае проявления рифтогенеза, основании. В висячем крыле зоны субдукции начинает формироваться аккреционный клин, в энсиалическом окраинном море накапливаются мелководные, а в энсиматическом более глубоководные осадки.

Начальная стадия развития подвижных поясов. В схеме Вилсона эта стадия называется зрелой, и характерной для нее считается обстановка океана атлантического типа, т. е. довольно широкого спредингового бассейна, обе окраины которого относятся к пассивному типу. В действительности это не обязательно и свойственно лишь межконтинентальным поясам, да и то не всем, ибо в окраинно-континентальных поясах пассивной является лишь окраина собственно континента; противоположная, принадлежащая микроконтиненту или вулканической дуге, чаще всего бывает с самого начала активной.

На пассивной окраине на данной стадии формируется мощный обломочный клин, сложенный темноцветной сланцевой (в дистальной части с основными магматитами — диабазами, спилитами) и/или флишевой формациями. Таким огромным обломочным клином является верхоянский комплекс нижнего карбона — средней юры Верхояно-Колымской области, нижне- и среднеюрская сланцевая формация Большого Кавказа, меловая и нижнепалеогено-

вая формация Карпат и др. Мощность этих отложений измеряется многими (иногда более десяти) километрами.

В аридном климате существенная роль в сложении осадочной призмы пассивной окраины подвижного пояса принадлежит карбонатам, причем на внешнем краю шельфа нередко протягиваются барьерные рифы, а в их тылу накапливаются лагунные красноцветы, местами с солями. Такова, например, верхняя юра Большого Кавказа. На континентальном склоне и его подножии рифовые известняки сменяются карбонатным флишем с известковыми турбидитами.

Зрелая стадия развития подвижных поясов. Эта стадия характеризуется максимальным усложнением геодинамической обстановки, которая может быть очень разнообразной, но в целом практически для большинства поясов близкой к западно-тихоокеанскому типу. В океанском бассейне на этой стадии может функционировать несколько осей спрединга (обычно возникающих разновременно), существовать несколько островных дуг, энсиматических и энсиалических, со своими зонами субдукции, глубоководными желобами над ними, преддуговыми, задуговыми и междуговыми прогибами, а также микроконтинентами. Соответственно наблюдается большое разнообразие типов осадков, среди которых наиболее характерны флиш и рифовые известняки.

В отличие от флиша континентальных склонов и подножий ранней стадии, песчаники которого обычно являются кварцевыми за счет сноса обломочного материала с платформ, этот флиш по составу граувакковый или туфогенный, поскольку имеет островодужное происхождение. Рифовые известняки могут венчать отмирающие островные дуги, внутриокеанские хребты типа современного Императорского в Тихом океане, и поднятия — плато типа поднятия Шатского, а также отдельные гийоты.

Вулканиты в островных дугах эволюционируют от толеитов до шошонитов, но преобладают породы известково-щелочной ассоциации. Появляются малые, частично субвулканические интрузии кварцевых диоритов, гранитоидов, внедренные в основание вулканических дуг.

Континентальные окраины подвижных поясов могут на данной стадии принадлежать разным типам — атлантическому, западно-тихоокеанскому, андскому. Так, северная окраина Средиземноморского пояса — океана Тетис в мезозое принадлежала к западно-тихоокеанскому или андскому типу, а южная окраина оставалась пассивной, атлантического типа. При этом надо иметь в виду, что и океанские окраины западно-тихоокеанского типа включают в качестве своего наиболее внутреннего элемента пассивные континентальные окраины типа современных шельфов Восточно- и Южно-Китайских морей. В процессе дальнейшего развития на них начинают надвигаться островные дуги, микроконтиненты или другие террейны, но это уже означает переход к орогенной стадии эволюции подвижных поясов.

Орогенная стадия развития подвижных поясов. Наступление этой стадии знаменуется окончанием спрединга, завершением поглощения океанской коры в зонах субдукции и установлением обстановки господства сжатия. Но эти условия не охватывают сразу весь подвижный пояс, а обычно сначала его периферические или, напротив, внутренние системы. В этих зонах происходит столкновение островных дуг или микроконтинентов друг с другом и в конечном счете с окраиной континента и в результате осадочные и вулканогенные толщи, слагающие их склоны, подвергаются интенсивным складчато-надвиговым деформациям с общим смещением в сторону континента. Большой Кавказ потому и представляет исключение в этом смысле, что он образовался в результате поддвига Закавказского микроконтинента под континент Евразии.

Подобные эпизоды частичной коллизии, предшествующие общему и окончательному замыканию подвижного пояса, обычно отвечают заключительным эпохам одного из циклов Бертрана или одной из крупных эпох диастрофизма в пределах этих циклов. Иногда, как отмечалось выше, отдельные сегменты пояса могут испытывать полное замыкание, как это произошло с западной частью Средиземноморского пояса в конце палеозоя и, возможно, в конце протерозоя.

Для большей части Средиземноморского пояса и для восточной части Урало-Охотского пояса было характерно последовательное откалывание микроконтинентов от их южных пассивных окраин путем спрединга с последующей коллизией этих микроконтинентов с северной континентальной окраиной пояса. Это и явилось причиной проявления в первом из названных поясов раннеи позднекиммерийских эпох диастрофизма, а во втором — байкальской, салаирской, каледонской с закономерным смещением зон проявления этого диастрофизма с севера на юг.

Нечто подобное происходило и в Ниппонском сегменте Западно-Тихоокеанского пояса. Здесь, на юго-западе современной Японии, с северо-запада на юго-восток, т. е. в направлении современного океана, друг друга сменяют зоны позднегерцинской (конец перми — начало триаса), позднекиммерийской (конец юры — начало мела) и альпийской (предсреднемиоценовой) складчатости. Деформациям всякий раз подвергалось выполнение окраинных морей с корой океанского типа в результате столкновения очередного микроконтинента (Хонсю, Куросэгава, Куросио) с окраиной континента, наращенной зоной предшествующей складчатости (рис. 12.9).

Аналогичный процесс представляет надвигание на край континента вулканических и невулканических островных дуг. Так, завершающий этап развития Уральской системы состоял в последовательном надвигании на окраину Восточно-Европейского континента начиная с середины девона все более восточных островных дуг, пока, наконец, в середине карбона не произошло столкновение со всей этой системой Казахского микроконтинента, т. е. межконтинентальная коллизия (рис. 12.10).

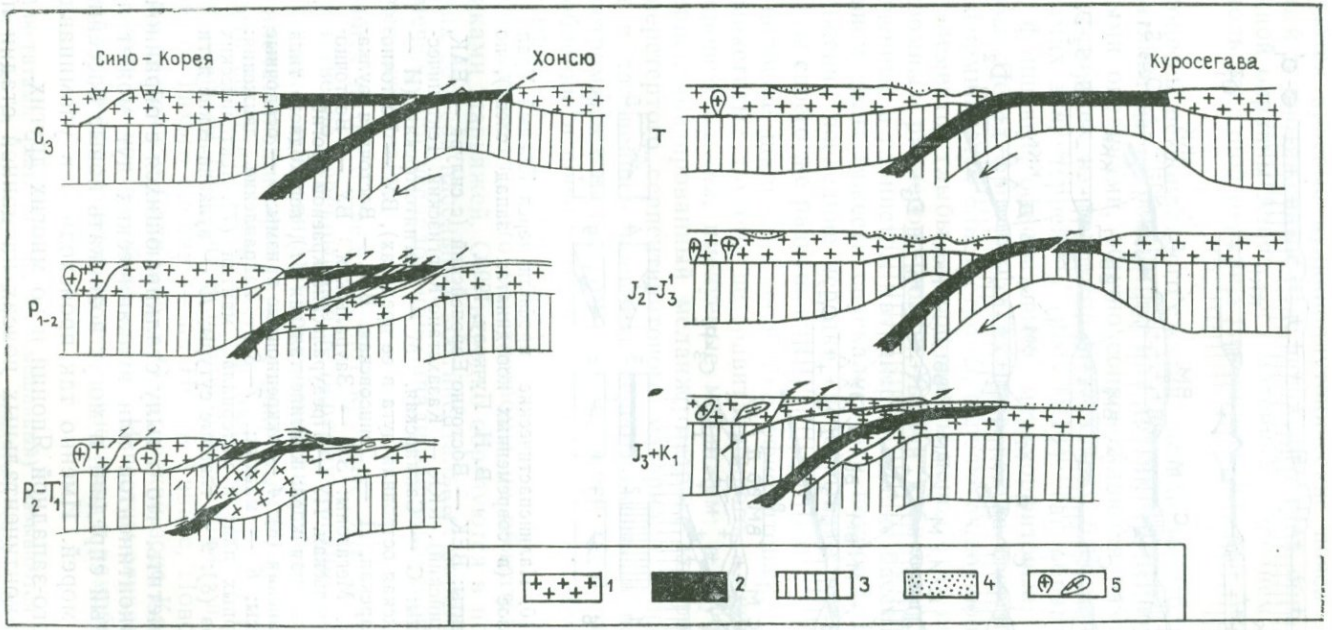


Рис. 12.9. Формирование складчатых зон юго-западной Японии в результате последовательного столкновения активной континентальной окраины с микроконтинентами Хонсю (на рубеже перми и триаса) и Куросегава (в конце юры — начале мела). По М. Фору, Ж. Шарве и др., 1987:

1 — континентальная кора; *2* — океанская кора; *3* — литосферная мантия; *4*—осадки; *5* — гранитоидные плутоны

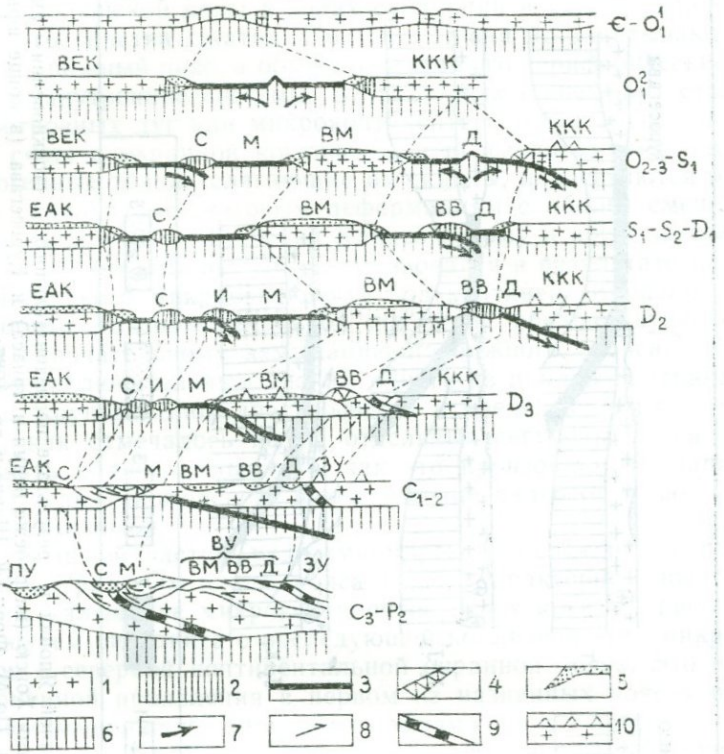


Рис. 12.10. Палинспастические профили через Южный Урал в палеозое (в современных координатах запад слева), по В. Н. Пучкову, 1993.

Континенты: ВЕК — Восточно-Европейский (с силура — ЕАК, Еврамерийский), ККК — Казахстано-Киргизский. Тектонические зоны: С — Сакмарская, М — Магнитогорская (И — Ирендыкская островная дуга в ее пределах), ВМ — Восточно-Мугоджарская, Д — Денисовская, ВВ — Восточная вулканогенная. Мегазоны: ЗУ — Зауральская, ВУ — Восточно-Уральская. ПУ — Предуральский краевой прогиб.

1—3 — земная кора: континентальная *(1)*, переходного типа *(2)*, океанская *(3)*; *4* — аккреционные призмы; *5* — осадочные комплексы; *6* — мантия; *7—8* — направление движения: литосферных плит и материала мантии *(7)*, тектонических покровов *(8)*; *9* — главные сутуры; *10* — вулканические дуги

Следует отметить, что в тылу сталкивающихся с окраиной континента микроконтинентов или вулканических дуг может проявляться вторичный спрединг и могут возникать новые бассейны типа окраинных морей. Именно так происходило в упоминавшемся выше случае юго-западной Японии и во многих других.

В окраинно-континентальных поясах на данной стадии происходит наращивание (аккреция) края континента примыкающими

к нему разнородными террейнами. На таком фундаменте нередко образуются краевые вулканоплутонические пояса андского типа. Мощный и протяженный пояс подобного типа образовался вдоль восточной окраины Азиатского материка в среднем и позднем мелу, вдоль западной окраины Северной и Южной Америки с конца юры.

Процессы регионального сжатия, вызванные столкновением микроконтинентов, островных дуг или других «террейнов» с континентальными окраинами, обычно сопровождаются развитием шарьяжей, состоящих из пород промежуточных бассейнов или из пород самих этих террейнов (рис. 12.11). Так образуются, в частности, флишевые, офиолитовые, метаморфитовые тектонические покровы. Перед фронтом таких покровов за счет их разрушения часто формируются олистостромы, нередко включающие в качестве своих элементов глыбы — олистолиты пород этих покровов, иногда огромных размеров (сотни, тысячи кубических километров), заключенные в глинистом матриксе — осадке бассейнов, куда под действием силы тяжести спускались эти покровы. В дальнейшем продвижении последние нередко перекрывают олистостромы — продукты своего же разрушения.

В подошве шарьяжей, особенно офиолитовых, часто встречаются микститы[1] другого, не гравитационного, а чисто тектонического происхождения, именуемые меланжем; в случае офиолитов это серпентинизированный меланж, матрикс которого состоит из тонкоперетертого серпентинитового материала. Впрочем, меланж может в дальнейшем испытать переотложение и войти в состав олистострома, а олистостром — подвергнуться тектоническому раздроблению и превратиться в меланж. Такие гибридные образования именуют «олистомеланжем».

Надо напомнить, что олистостромы не обязательно являются спутниками шарьяжей. Они нередко образуются в подножии листрических сбросов пассивных континентальных окраин, как это было отмечено при исследовании западно-африканской окраины Атлантического океана.

Особый интерес представляют крупные офиолитовые покровы, непосредственно перекрывающие окраину континентов в результате обдукции, т. е. надвигания океанской литосферы (см. гл. 6). Особенно впечатляющи офиолитовые покровы Омана (рис. 12.12), где мощность офиолитовой пластины достигает 12 км (!). Обдуцированные покровы офиолитов наблюдаются также в ряде районов периферии Тихого океана — на Новой Гвинее, Новой Каледонии, у нас на восточном Сахалине, в Олюторской зоне Корякии и на ее продолжении в восточной Камчатке. Известны случаи образования гранитогнейсовых куполов за счет разогрева и ремобилизации кон-

[1] Микститами (лат. mixtum — смешанный) называются породы любого происхождения (в том числе, например, тиллиты), состоящие из смеси неокатанных обломков самых разных пород.

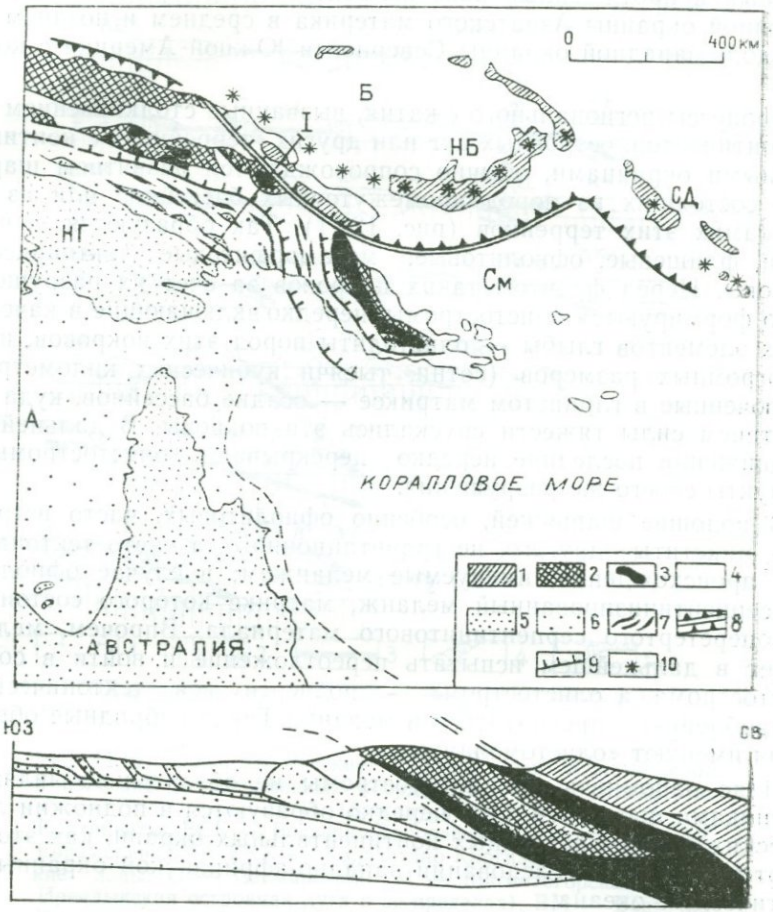


Рис. 12.11. Аккреция континентальной окраины в Новой Гвинее, столкновение с Новобританской островной дугой. По Б. Берчфилу (1981), с изменениями.

НГ — Новая Гвинея; островные дуги: Новобританская (НБ) и Соломонова (СД); моря: Арафурское (А), Бисмарка (Б), Соломоново (См); *I* — линия профиля.

1—4 — зона аккреции: позднекайнозойские *(1)* и доэоценовые *(2)* островодужные вулканиты, офиолиты *(3)*, осадочные толщи *(4)*; *5* — комплексы континентальной платформы; *6* — то же под морем, а также верхи осадочного чехла на северной окраине; *7* — складчатость; *8* — современные зоны субдукции; *9* — надвиги; *10* — современный островодужный вулканизм

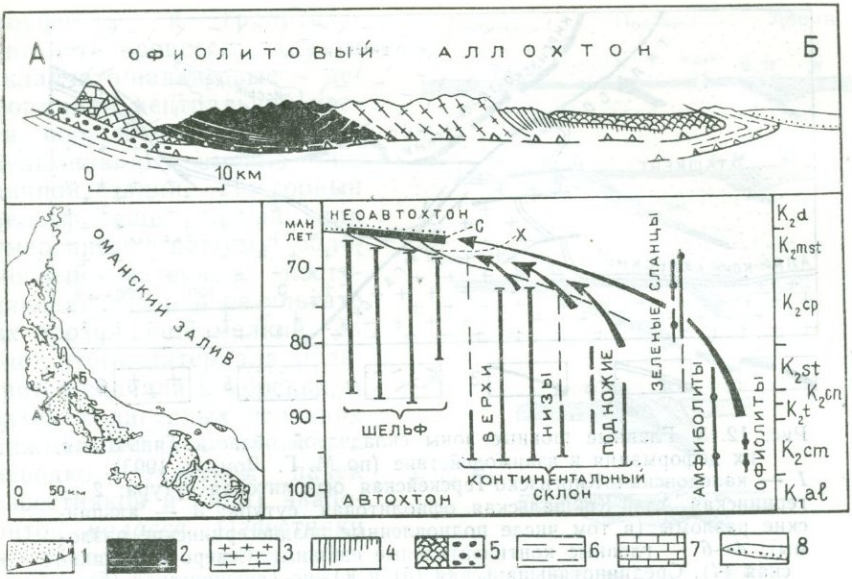


Рис. 12.12. Семаильский офиолитовый аллохтон (С) в Горном Омане, надвинутый на край Аравийской платформы. Внизу справа — датировки осадочных формаций, офиолитов и базальных метаморфитов, определяющие время обдукции, которая сопровождалась телескопированием формаций континентального склона в подстилающем офиолиты аллохтонном комплексе Хавасина (Х). По Б. Рейнгарту (1969), А. Робертсону (1987), с изменениями.

1 — офиолитовый аллохтон (на карте) и надвиги; *2* — серпентинизированные перидотиты; *3* — габброиды; *4* — комплекс параллельных даек (долериты); *5* — подушечные базальты; *6* — аллохтонный комплекс Хавасина (формации континентального склона и его подножия); *7* — блоки известняков; *8* — трансгрессивная серия неоавтохтона

тинентальной коры под малотеплопроводными офиолитовыми покровами.

В случае отсутствия обдуцированных офиолитовых покровов офиолиты выступают в виде меланжа или протрузий, т. е. диапировых внедрений, обязанных высокой пластичности серпентинитов, вдоль офиолитовых швов или сутур, маркирующих след столкновения литосферных плит. К этим же сутурам нередко приурочены выходы глаукофановых сланцев — метаморфитов высокого давления — низкой температуры. Вдоль некоторых швов, особенно древних, выступают эклогиты и бластомилониты, более высокотемпературные образования. Иногда признаком сутуры является лишь резкий контраст между геологическим строением соприкасающихся по разлому блоков, а офиолиты вовсе отсутствуют или представлены небольшими выходами отдельных элементов офиолитовых комплексов. Это свидетельствует о полном поглощении океанской коры в зоне субдукции. Тем ценнее фиксация редких реликтов офиолитовых или глаукофан-сланцевых и эклогитовых комплексов. В ходе развития складчатой области офиолитовые сутуры

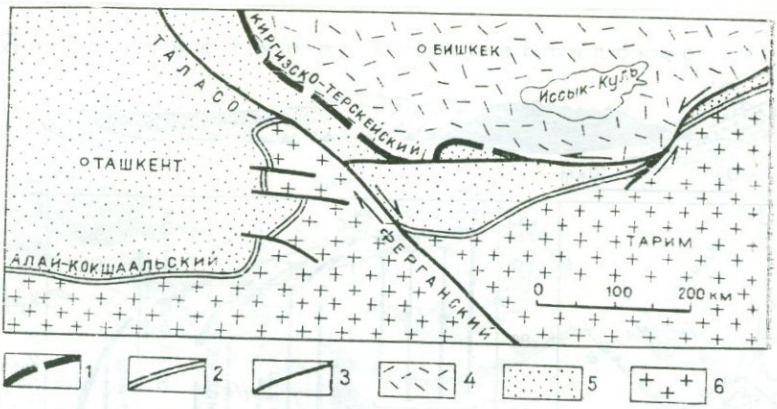


Рис. 12.13. Главные шовные зоны складчатой области Тянь-Шаня, их деформация и взаимодействие (по М. Г. Ломизе, 1993): *1* — каледонская Киргизско-Терскейская офиолитовая сутура; *2* — герцинская Алай-Кокшальская офиолитовая сутура; *3* — альпийские разломы (в том числе подновленные позднегерцинские разломы); *4—6* — главные континентальные единицы: Северо-Тяньшаньская (*4*), Срединнотяньшаньская (*5*) и Южно-Тяньшаньская (*6*)

могут претерпеть деформацию, а иногда активизируются в новой геодинамической обстановке совместно с более поздними структурными швами (рис. 12.13).

На орогенной стадии ядро формирующегося складчатого горного сооружения подвергается региональному метаморфизму до амфиболитовой фации и внедрению крупных плутонов гранитоидов, часто батолитовых размеров. В межконтинентальных, коллизионных орогенах это происходит за счет нагнетания и сопутствующего разогрева и плавления нижней части континентальной коры. В окраинно-континентальных орогенах типа Кордильер гранитно-метаморфическое ядро образуется над зонами субдукции, но обычно также при участии плавления нижней части континентальной коры в их висячем крыле. Гранитные батолиты — как правило, многофазные образования, формирующиеся на протяжении нескольких десятков миллионов лет. Ранние фазы являются гранодиоритовыми или граносиенитовыми, более поздние отличаются повышенной щелочностью. В целом эти гранитоиды отличаются от более ранних преобладанием K_2O над Na_2O.

Развитие межконтинентальных коллизионных орогенов может быть проиллюстрировано на примерах Альп и Гималаев (рис. 12.14), окраинно-континентальных, субдукционных — Северо-Американских Кордильер и Анд (рис. 12.15).

Орогенную стадию (этап) часто разделяют на две подстадии или даже самостоятельные стадии: раннеорогенную и позднеорогенную. В *раннеорогенную стадию* горообразование идет в основном за счет тектонического скучивания, вызванного тангенциальным сжатием, к которому постепенно добавляется эффект мета-

морфизма и гранитизации. Эти процессы, как и складчато-надвиговые деформации центральной части сооружения, достигают кульминации именно на данной стадии. Но горный рельеф еще низкий или умеренный, поэтому обломочный материал, поступающий с гор в результате их эрозии, еще мелкий. За счет этого материала отлагается сначала в морских, а затем в лагунных условиях нижняя, песчано-глинистая, нередко с участием пачек известняков и (или) эвапоритов *моласса*. Известняки и эвапориты отлагаются, очевидно, во время относительных пауз в воздымании орогена.

На *позднеорогенной стадии* темп воздымания складчатого сооружения резко ускоряется. Теперь поднятие идет уже в основном за счет изостазии, поскольку к началу этой стадии кора приобретает резко повышенную, вдвое против обычной для платформ с их равнинным рельефом, мощность. Такое большое увеличение мощности коры является следствием совокупности нескольких процессов — интенсивного, часто лавинного, по А. П. Лисицыну, осадконакопления, интенсивной вулканической деятельности с накоплением ее продуктов, тектонического скучивания, регионального метаморфизма и, наконец, гранитизации. По мере остывания литосфера становится все более проницаемой для мантийных расплавов и известково-щелочной вулканизм в коллизионных орогенах сменяется базальтовым. В окраинно-континентальных орогенах кордильерского типа ближе к краю континента продолжают существовать

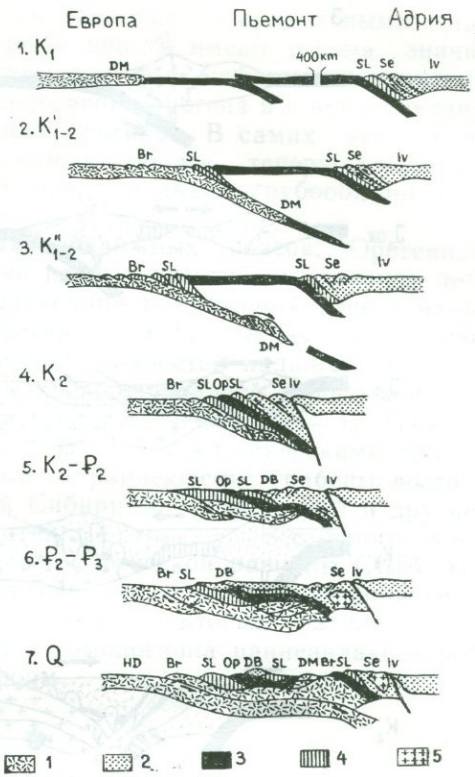


Рис. 12.14. Схема тектонической эволюции Западных Альп от раннего мела до современной эпохи. По Д. Авигаду, Х. Шойену, Б. Гоффе, А. Мишару (1993). Структурные единицы: адриатического происхождения — Ивреа (Iv), Сезия (Se), Дан-Бланш (DB); пьемонтские (океанские) — «блестящие сланцы» (SL), офиолиты (Op); европейского происхождения — Дора Майра (DM), Брианconская (Br), Гельветско-Дофинейская (HD).

1—2 — континентальная кора: европейская *(1)* и адриатическая *(2); 3* — океанская кора и офиолиты; *4* — «блестящие сланцы»; *5* — внедрения гранитов

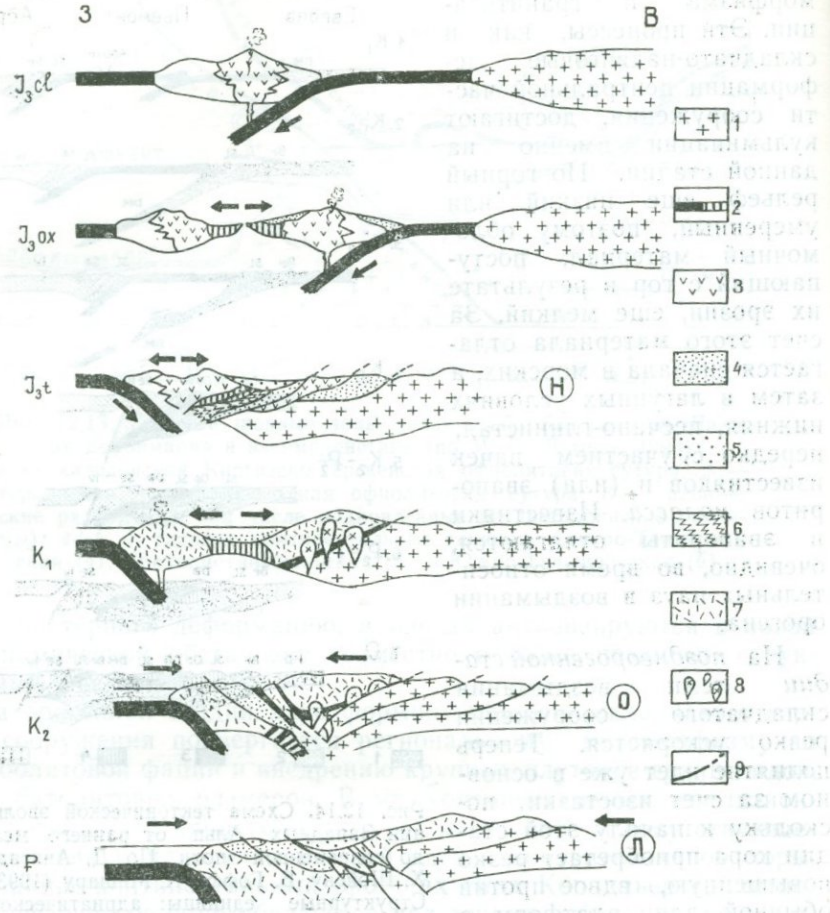


Рис. 12.15. Развитие окраинно-континентального (субдукционного) орогена в Кордильерах Калифорнии. По Ж. Дебельмасу и Ж. Масле (1991), упрощено.

Буквы в кружках — главные фазы деформаций: Н — невадийская, О — орегонская, Л — ларамийская. *1* — континентальная кора; *2* — океанская кора; *3* — вулканические формации островных дуг; *4—5* — осадочные формации: морские (*4*) и континентальные (5); *6* — формация голубых сланцев; *7* — все невадийские формации без расчленения; *8* — гранитоиды; *9* — разрывы

краевые вулканоплутонические пояса, а базальтовый и (или) щелочной вулканизм проявляется в тылу последних. Общая обстановка тангенциального сжатия сохраняется, но в осевой части орогена на него нередко накладывается растяжение, могущее приводить к образованию эпиорогенных рифтов, с которыми и бывает связан базальтовый или щелочно-базальтовый вулканизм. В дру-

гих случаях ороген расчленяется сдвигами — продольными, диагональными, поперечными; первые иногда имеют весьма значительную амплитуду. Складчато-надвиговые деформации сжатия продолжаются в эту эпоху на периферии орогена и в прилегающих крыльях передовых и межгорных прогибов. В самих этих прогибах, как и раньше, идет накопление моласс, теперь уже в основном континентальных и крупно- или даже грубообломочных, большой мощности.

Тафрогенная стадия развития подвижных поясов. Орогенная стадия обычно длится не более первых десятков миллионов лет; по ее окончании наступает релаксация напряжений тангенциального сжатия и оно сменяется растяжением. Горные сооружения как бы расползаются, нередко вдоль поверхностей надвигов, испытывающих обратные смещения и превращающихся в листрические сбросы. За счет этого они осложняются тафрогенами — грабенами, специфической разновидностью рифтов. Их классическими примерами являются позднетриасовые — раннеюрские грабены восточного склона Урала и Западной Сибири — Челябинский и другие, а также одновозрастные и однотипные структуры восточного склона Аппалачей и основания Приатлантической равнины США. Их выполняют континентальные угленосные, на юге красноцветные осадки, перемежающиеся с покровами толеитовых базальтов. В определенном смысле эта стадия гомологична раннеавлакогенной стадии развития древних платформ.

ГЛАВА 13

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЛАТФОРМЫ

13.1. Общая характеристика

Континентальные платформы (кратоны) представляют собой как бы ядра материков и занимают большие части их площади — порядка миллионов квадратных километров. Они слагаются типичной континентальной корой мощностью 35—45 км. Литосфера в их пределах достигает мощности 150—200 км, а по некоторым данным — до 400 км. Они обладают изометричной, полигональной формой.

Значительные площади в пределах платформ покрыты неметаморфизованным осадочным чехлом толщиной до 3—5 км и в наиболее глубоких прогибах и впадинах до 10—12 и даже, в исключительных случаях (Прикаспийская впадина), до 20—25 км. В состав чехла могут входить покровы платобазальтов и изредка более кислых вулканитов. На участках, не покрытых чехлом, на поверхность выступает фундамент платформы, сложенный в различной степени метаморфизованными, а также интрузивно-магматическими породами, среди которых ведущая роль принадлежит гранитам. Платформы обычно характеризуются равнинным рельефом,

то низменным, то плоскогорным. Некоторые их части могут быть покрыты мелким, эпиконтинентальным морем типа современных Балтийского, Белого, Азовского. Их характеризует также низкая скорость современных вертикальных движений, слабая сейсмичность, отсутствие или редкое проявление вулканической деятельности, пониженный по сравнению со среднеземным тепловой поток. В общем, платформы — это наиболее устойчивые и спокойные части континентов.

Понятие о платформах зародилось в конце XIX в. в противопоставление подвижным поясам земной коры, к тому времени получившим название геосинклиналей. Первоначально платформы называли просто равнинами (А. П. Карпинский), континентальными площадями (французский ученый Э. Ог); термин «платформа» появился впервые в 1904 г. во французском переводе капитального труда австрийского геолога Э. Зюсса, в котором Русская равнина была описана как Russische Tafel, т. е. дословно «Русская плита». В русской литературе по почину А. Д. Архангельского платформой стала называться не только Русская плита, т. е. область, покрытая осадочным чехлом, но и участки Восточной Европы, где на поверхность выходит непосредственно фундамент, т. е. щиты и массивы. В 1921 г. для стабильных частей континентов, охватывающих и плиты и щиты, австрийский тектонист Л. Кобер предложил термин «кратоген» (греч. «кратос» — крепкий, устойчивый), который немецкий ученый Г. Штилле сократил до названия «кратон». Последнее удержалось в литературе, особенно зарубежной, а у нас употребляется как синоним платформы. В разработке учения о платформах, их строении и развитии ведущая роль принадлежала русским ученым, начиная с А. П. Карпинского и А. П. Павлова, а впоследствии — А. Д. Архангельскому, Н. С. Шатскому, А. А. Богданову, М. В. Муратову, А. Л. Яншину, Р. Г. Гарецкому.

Наиболее типичными являются древние платформы, т. е. платформы с докембрийским, в основном раннедокембрийским, фундаментом, составляющие древнейшие и центральные части материков и занимающие около 40% их площади; термин «кратон» обычно применяют только к ним. К числу древних платформ относятся Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская, составляющие их северный ряд, и Южно-Американская, Африканская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая, входящие в южный ряд; промежуточное положение занимает Южно-Китайская платформа (китайские геологи называют ее платформой Янцзы). В фундаменте древних платформ преобладают архейские образования, за ними идут раннепротерозойские, подчиненно — среднепротерозойские, а верхнепротерозойские участвуют в строении фундамента лишь двух древних платформ — Южно-Американской и Африканской. Эти образования, как правило, глубокометаморфизованы (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма); главную роль среди них играют гнейсы и кристаллические сланцы, широко распространены грани-

ты. Поэтому такой фундамент называют гранитогнейсовым или просто кристаллическим. Скорость продольных сейсмических волн в его верхней части составляет 6,0—6,5 км/с.

Древние платформы имеют полигональные очертания и отделены от смежных складчато-надвиговых сооружений орогенов их передовыми прогибами, наложенными на опущенные края этих платформ, либо непосредственно тектонически перекрыты их надвинутыми периферическими зонами. По периферии Восточно-Европейской платформы наблюдаются оба типа соотношений. Так, Урал, Тиман, Карпаты отделены от этой платформы своими передовыми прогибами, на которые они надвинуты, а Скандинавские каледониды, северо-западное продолжение Тимана вдоль побережья Кольского полуострова непосредственно надвинуты на платформу, причем шарьяжи каледонид перекрывают ее край на расстояние более 200 км. На остальных участках своего периметра Восточно-Европейская платформа граничит с молодыми платформами — Среднеевропейской на западе, Скифско-Туранской на юге, причем и эти ограничения представлены разломами, частично субвертикальными, частично надвиговыми.

Молодые платформы занимают значительно меньшую площадь в структуре материков (около 5%) и располагаются либо по их периферии, как Средне- и Западно-Европейские, Восточно-Австралийская и Патагонская, либо между древними платформами, например Западно-Сибирская платформа между древними Восточно-Европейской и Сибирской. Фундамент молодых платформ слагается в основном фанерозойскими осадочно-вулканическими породами, испытавшими слабый (зеленосланцевая фация) или даже только начальный метаморфизм, хотя встречаются и блоки более глубокометаморфизованных древних, докембрийских, пород, составлявшие некогда микроконтиненты среди подвижных поясов фанерозоя. Граниты и другие интрузивные образования, среди которых следует отметить офиолитовые пояса, играют подчиненную роль в составе этого фундамента, который в отличие от фундамента древних платформ именуется не кристаллическим, а складчатым; от чехла он отличается не столько метаморфизмом, сколько высокой дислоцированностью. Скорость продольных сейсмических волн у его поверхности составляет 5,5—6,0 км/с; иногда под более молодым складчатым комплексом сейсмически прощупывается более древний, раннедокембрийский, со скоростями 6,0—6,5 км/с.

В зависимости от возраста завершающей складчатости этого фундамента молодые платформы или их части подразделяются на эпикаледонские, эпигерцинские, эпикиммерийские. Так, Западно-Сибирская и Восточно-Австралийская платформы являются частично эпикаледонскими, частично эпигерцинскими, а платформенная арктическая окраина Восточной Сибири — эпикиммерийской. Эпибайкальские платформы с верхнепротерозойским фундаментом, смятым в самом конце докембрия (Тимано-Печорская, в частности), по своим особенностям стоят ближе к молодым платфор-

мам, чем к древним, хотя, как указывалось выше, байкальские складчатые системы входят и в состав фундамента некоторых древних платформ.

Осадочный чехол молодых платформ имеет в основном юрский или мел-четвертичный возраст; на эпигерцинских платформах чехол начинается с верхней перми, на эпикаледонских — с верхнего девона. Геологи-нефтяники нередко выделяют между складчатым основанием и типичным чехлом молодых платформ промежуточный комплекс, выполняющий обычно отдельные впадины. Этот комплекс отличается от фундамента слабой дислоцированностью и полным отсутствием метаморфизма и гранитов, а от чехла отделяется несогласием и обнаруживает большую уплотненность своих пород. Формационный и структурный анализы показывают, что к промежуточному комплексу относятся образования двух типов: 1) осадочное, молассовое или молассово-вулканическое выполнение межгорных впадин последнего орогенного этапа развития подвижного пояса, предшествовавшего образованию платформы; 2) обломочное («молассоидное») или обломочно-вулканогенное выполнение рифтовых грабенов, образованных на стадии перехода от орогенного этапа к раннеплатформенному. На Западно-Сибирской и Скифско-Туранской платформах промежуточный комплекс имеет соответственно позднепалеозойский и триасово-раннеюрский возраст.

Молодые платформы в значительно большей степени покрыты осадочным чехлом, чем древние, и по этой причине их часто именуют просто плитами (те же Западно-Сибирская и Скифско-Туранская). Выступы фундамента, не затронутые новейшей тектонической активизацией и поэтому не превращенные во внутриконтинентальные орогены (см. гл. 14), встречаются скорее в виде исключения, одно из них — Казахский щит между Западно-Сибирской и Туранской плитами. Соответственно молодые платформы обладают за пределами таких щитов или массивов равнинным, часто низменным рельефом.

Участкам наибольшей (более 10 км) мощности осадочного чехла на молодых, реже древних платформах обычно отвечают участки с аномальным характером фундамента (консолидированной коры). Кора эта имеет здесь пониженную мощность — менее 15—20 км — и уже у своей верхней границы обнаруживает скорость продольных волн, характерную для нижней («базальтовой») континентальной коры или для второго слоя океанской коры, — близкую к 6,5 км/с; отсюда наименование этих участков — «базальтовые окна». Существуют основания предполагать, что такие участки развития коры, близкой к океанской, действительно представляют собой реликты бассейнов с океанской корой в пределах подвижных поясов. К ним относятся Прикаспийская впадина в юго-восточном углу Русской плиты, отдельные впадины Сибири, в частности Нюрольская на юге, впадины в Баренцевом и Карском морях и др. Не вполне заполненная осадками современная структура такого типа — впадина Мексиканского залива.

Осадочные чехлы молодых платформ отличаются от чехлов древних платформ повышенной дислоцированностью и более высокой степенью унаследованности дислокаций от внутренней структуры фундамента. На древних платформах наследуются в основном разломы, а на молодых — часто также складки, воспроизводимые в чехле в ослабленных зонах.

13.2. Внутреннее строение фундамента древних платформ

Как уже указывалось, главная роль в сложении фундамента древних платформ принадлежит архейским и нижнепротерозойским образованиям. Изучение этого фундамента в пределах обнажений щитов и по данным бурения и геофизики (особенно эффективна магнитометрия) под чехлом плит показало, что он, как правило, имеет крупноблоковое строение. Так, в структуре Балтийского щита различают пять главных блоков, в пределах Украинского щита — также пять, Канадского щита — шесть и т. д. Некоторые из таких блоков, обычно сложенные протерозоем, сильно вытянуты в одном направлении и поэтому называются поясами, например Лапландско-Беломорский пояс на Балтийском щите, Становой — на юге Алданского щита, Гренвильский — на востоке Канадского. Изучение их внутренней структуры и особенностей развития этих блоков показало отличия от описанного выше для подвижных поясов позднего протерозоя и фанерозоя. Здесь, особенно в архее, распространены специфические структурные элементы, характерные для ранних этапов истории Земли. В архее мы обнаруживаем два главных типа таких элементов — гранит-зеленокаменные области и гранулито-гнейсовые пояса.

Гранит-зеленокаменные области (ГЗО) нередко слагают целые блоки, в сотни километров в поперечнике. В их пределах прежде всего бросаются в глаза несколько извилистые, параллельные линейные полосы *зеленокаменных поясов (ЗКП)*, сложенные относительно слабометаморфизованными, преимущественно основными, зеленокаменно измененными вулканитами (отсюда название этих поясов) и отчасти осадочными породами. Протяженность таких поясов составляет многие сотни, изредка больше тысячи (на Канадском щите) километров, ширина — многие десятки — первые сотни километров. Зеленокаменные пояса, впервые описанные в Канаде, ныне установлены на всех континентах, всех платформах и их щитах. Классическими считаются ЗКП Канады, Южной Африки, Австралии, Индии. В нашей стране они изучены на Кольском полуострове, в Карелии, на Воронежском массиве, Украинском и Алданском щитах. В поперечном сечении ЗКП имеют синклинорную структуру, обычно сильно усложненную складчатостью и надвигами (рис. 13.1). Разделяются ЗКП более широкими гранитогнейсовыми полями, граница с ними изредка по разломам (Олекминский блок Алданского щита), но чаще вдоль интрузивных контактов гранитов, а иногда по трансгрессивным контактам (Зимбабве). В отдельных регионах (Среднеприднепровский блок

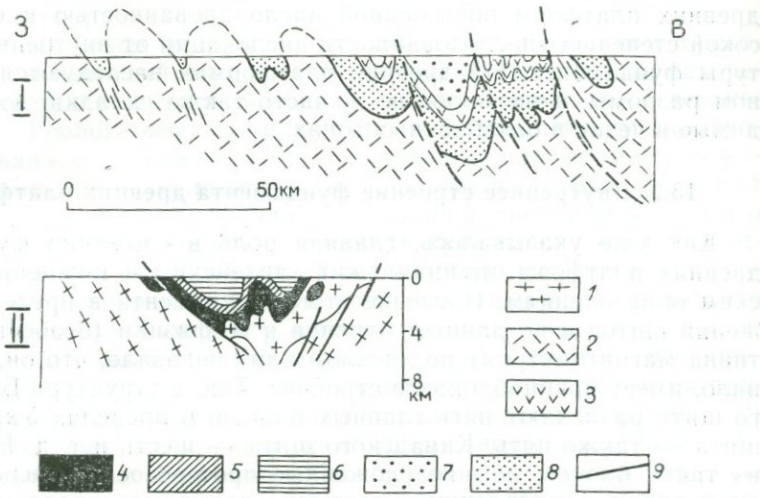


Рис. 13.1. Синклинорная структура архейских зеленокаменных поясов: Читрадурга в Южной Индии (*I*, по С. Дрюри и др., 1983) и Сурского на Украинском щите (*II*, по А. А. Сиворонову и др., 1984):
1 — гранитогнейсы; *2* — гнейсы; *3—6* — метавулканиты (*3*— нерасчлененные, *4* — толеиты и коматиниты; *5* — толеиты и джеспилиты; *6* — толеиты, андезиты, дациты); *7* — граувакки; *8* — возможно, базальные образования; *9* — разрывы

Украинского щита, массивы Зимбабве в Южной Африке, Пилбара в Западной Австралии) ЗКП заполняют промежутки между крупными гранитогнейсовыми куполами. Можно полагать, что такой структурный рисунок, как и разломные ограничения, являются вторичными, а первичный план, как и в большинстве других случаев, был линейным.

Мощность осадочно-вулканического выполнения ЗКП может достигать 10—15 км; обычно оно имеет трехчленное строение. Нижняя часть разреза слагается преимущественно основными, типа толеитовых базальтов, отчасти ультраосновными лавами. Среди последних особенно характерны коматииты (от местности Комати в Южной Африке), отличающиеся резко повышенным содержанием MgO. (>20%). Среди более молодых, чем архей, образований они почти не встречаются и свидетельствуют об очень высокой степени плавления астеносферы, что, в свою очередь, рассматривается как следствие резко повышенного в архее теплового потока. В подчиненном количестве в нижней части разреза ЗКП присутствуют осадочные породы — железистые кварциты (джеспилиты) и силициты (кремни). В средней части разреза ЗКП вулканогенные породы также занимают основное место, но состав их меняется — это уже главным образом эффузивы и пирокластолиты среднего и кислого состава, вплоть до дацитов и риолитов; со-

держание осадочных пород, в том числе обломочных, заметно повышается. Петрохимически эти вулканиты близки, если не тождественны, более молодым островодужным вулканитам известково-щелочной ассоциации. В верхней части разреза ЗКП обломочные породы уже занимают господствующее положение, вследствие чего эта часть разреза напоминает молассовую формацию, типичную для более молодых подвижных поясов. Эта часть разреза от средней обычно отделена несогласием, времени образования которого отвечает внедрение диапировых или межпластовых плутонов гранитоидов. Заканчивается развитие ЗКП складчато-надвиговыми деформациями, метаморфизмом и образованием новой генерации гранитоидов, в отличие от первой обычно характеризуемой преобладанием K_2O над Na_2O.

Основная масса ЗКП образовалась между 3,5 и 2,5 млрд лет; за это время сменилось несколько их поколений, потому что длительность образования этих структур составляла, как правило, не более 100 млн лет, обычно меньше. Небольшое число ЗКП возникло в первой половине раннего протерозоя на Гвианском (Южная Америка) и Леоно-Либерийском (Западная Африка) щитах, некогда составлявших единую ГЗО. В ряде ГЗО было подмечено, что пояса омолаживаются в определенном направлении; значение этого факта мы рассмотрим ниже.

Присутствие в ряде регионов в основании разреза ЗКП конгломератов с галькой гранитов и гнейсов позволяет предполагать, что по крайней мере часть ЗКП закладывалась в условиях раздвига, рифтинга более древней континентальной коры. Эта кора, представленная «серыми гнейсами» — гранитогнейсами тоналитового состава, ныне выступает среди гранитогнейсовых полей, разделяющих ЗКП, хотя основная площадь этих полей сложена гранитоидами, более молодыми, чем смежные ЗКП. Поскольку вулканиты середины разреза близки к островодужным, а магматиты нижней его части — к офиолитам, предполагается аналогия ЗКП с молодыми задуговыми бассейнами.

Гранулито-гнейсовые пояса (ГГП), второй главный тип раннедокембрийских структур, разделяют и окаймляют гранит-зеленокаменные области. Появляются они в конце архея и получают широкое развитие в протерозое, но в их строении обычно значительное участие принимает архейский материал. Пояса эти отличает высокий (амфиболитовая — гранулитовая фации) и многократно проявленный метаморфизм, сложная и также многократная складчатость, надвиги, причем характерно пологое надвигание на смежные ГЗО. Внутренняя структура нередко осложнена гранитогнейсовыми куполами и крупными плутонами габбро-анортозитов. Типичны и пегматитовые поля. Классические примеры ГГП — Гренвильский в Северной Америке, Мозамбикский в Восточной Африке, Лапландско-Беломорский и Становой у нас.

Другой тип подвижных поясов, свойственный уже только раннему протерозою, — это *протогеосинклинали (ПГС)*. Они протя-

гиваются на многие сотни, нередко более тысячи километров при ширине в первые сотни километров и обычно четко линейны, например Курско-Криворожская система Восточно-Европейской платформы или Трансгудзонская и Пенокийская Северо-Американской платформы. В большинстве случаев в строении этих подвижных систем, как и их более молодых аналогов, четко выделяются внешние и внутренние зоны. Первые подстилаются непереработанным или слабо переработанным архейским фундаментом; их осадочный комплекс образован неметаморфизованными шельфовыми карбонатными и обломочными породами. Практически моноклинальное залегание сменяется в направлении внутренних зон чешуйчато-надвиговым строением, причем надвиги развиваются по более ранним листрическим сбросам. В этом же направлении возрастают глубоководность и мощность осадков. Появляются покровы и силлы основных магматитов. Легко заметить полную аналогию с внешними зонами позднепротерозойско-фанерозойских орогенов. Во внутренних зонах появляются флиш и черносланцевые толщи, обильнее становятся основные вулканиты, приближающиеся по составу к океанским толеитам; это явно отложения континентальных склонов, подножий и окраинных морей. Еще дальше в тылу рассматриваемых систем нередко встречаются образования вулканических дуг или вулканоплутонических поясов, включая гранитные батолиты.

Возникает вопрос: на какой коре развивались эти внутренние зоны? Глубоководный характер осадков и известково-щелочной состав вулканитов указывают на то, что это не была нормальная континентальная кора, как во внешних зонах, а кора либо переходного, либо даже океанского типа. О вероятности последнего свидетельствуют все учащающиеся находки в раннепротерозойских подвижных поясах офиолитов, наиболее полная ассоциация которых встречена в свекофеннидах северо-восточной Финляндии. Однако палеомагнитные данные показывают, что ширина многих из этих бассейнов с океанской корой была не больше 1000 км, ибо она лежит в пределах точности этих измерений. Но для некоторых бассейнов, например Трансгудзонского в Канаде, те же данные указывают на гораздо бóльшую ширину, уже сравнимую с шириной современных океанов, — 3000 км. То же вероятно и для Свекофеннского бассейна Балтийского щита.

Следует отметить, что офиолиты начинают обнаруживаться и в гранулито-гнейсовых поясах, например в позднепротерозойском Мозамбикском. Основные гранулиты Лапландского пояса Балтийского щита и аналогичные породы основания разрезов некоторых других подвижных поясов могут рассматриваться как метаофиолиты. Стало быть, и эти докембрийские подвижные пояса начинали развиваться в условиях растяжения и разрыва континентальной коры, в то время как их современная структура должна была формироваться в обстановке интенсивного сжатия, коллизии смежных архейских блоков — Кольского и Карельского в случае Лапландско-Беломорского пояса, Зимбабве и Каапвальского в

случае пояса Лимпопо в Южной Африке, о чем наглядно свидетельствует надвигание этих поясов на образования обрамляющих блоков.

Эволюция протогеосинклиналей завершается опять-таки сходно с их более молодыми аналогами — складчато-надвиговыми, вплоть до покровных, деформациями, метаморфизмом до амфиболитовой фации, внедрением гранитоидов, поднятиями с накоплением перед фронтом возникающих таким образом складчатых горных сооружений обломочных толщ молассового типа, хотя обычно умеренной мощности и не очень грубого состава. Следовательно, различия между протогеосинклиналями и более поздними «настоящими» геосинклиналями, вернее геосинклинальными поясами, заключались главным образом в их масштабе, в том, что первые были продуктами мини-океанов, а вторые — крупных океанских бассейнов. Но и эти различия не распространяются, как мы видели выше, на все раннепротерозойские подвижные пояса.

Пространства между раннепротерозойскими подвижными поясами, как указывалось выше, были заняты блоками континентальной коры, консолидированными к концу архея и представлявшими скорее всего обломки эпиархейского суперконтинента, подвергшегося деструкции в начале протерозоя. Об этом говорят несогласное простирание подвижных поясов по отношению к внутренней структуре архейских блоков и рои даек базитов, в массовом количестве появившихся в начале протерозоя. Архейские блоки в основном отвечают гранит-зеленокаменным областям и лишь в некоторых случаях включают наиболее древние из гранулито-гнейсовых поясов. Довольно значительные площади в их пределах бывают покрыты осадочным (осадочно-вулканогенным) чехлом. Тот факт, что образования этого чехла представлены слабодислоцированными, нередко субгоризонтальными и слабометаморфизованными осадками, хотя порой и весьма значительной мощности, и что прослаивающие их местами вулканиты относятся к траповой ассоциации (см. ниже, 13.6), позволяет заключить, что эти блоки развивались в раннем протерозое в платформенном режиме. Он оправдывает их наименование *протоплатформами (ППЛ)*, или протократонами. Отличие от более поздних «настоящих» платформ опять-таки заключается в их размерах (в поперечнике они обычно не более 1000 км), а также в более высокой подвижности и большем прогреве, приводившем к образованию гранито-гнейсовых куполов.

Осадочный чехол протоплатформ выполняет плоские синеклизы типа Удоканской в Восточной Сибири, перекрывающей западную часть Алданского щита. Обычно не наблюдается никакой преемственности между нижнепротерозойскими чехлами и чехлами фанерозойских платформ.

Структура протоплатформ в ряде регионов осложнена рифтовыми грабен-прогибами, являющимися аналогами авлакогенов более молодых платформ и поэтому получившими название *протоавлакогенов (ПА)*. Такие структуры установлены в пределах

многих щитов — Канадского, Балтийского, Украинского и др. Некоторые из них выполнены в основном осадочными образованиями — таковы авлакогены Канадского щита, другие — преимущественно вулканогенными, в частности основными и ультраосновными, как в авлакогенах Балтийского щита — Печенгском, Имандра-Варзугском, или кислыми, как в Овручском авлакогене Украинского щита. В структурном отношении протоавлакогены представляют собой грабены или полуграбены, частично превращенные, например на Кольском полуострове, в рамповые структуры, с одной стороны ограниченные надвигами обрамления. Выполнение этих впадин нередко подвергалось заметному метаморфизму зеленосланцевой и даже амфиболитовой фации.

Итак, набор раннепротерозойских структур уже близок к таковому более поздних этапов развития земной коры. Отсюда следует вывод, что он также определялся действием механизма тектоники плит, но в раннем протерозое это была тектоника малых плит, тектоника мини-континентов и мини-океанов.

13.3. Структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла платформ

Платформы подразделяются прежде всего на крупные площади выходов на поверхность фундамента — щиты и на не менее крупные площади, покрытые чехлом, — плиты.

Щиты занимают территорию с поперечником, нередко превосходящим тысячу километров. На протяжении своей истории они обнаруживают устойчивую тенденцию к поднятию и денудации, хотя временами ненадолго покрывались, полностью или частично, мелким морем: Канадский щит в ордовике — девоне, Балтийский щит в кембрии — силуре, Алданский — в кембрии и т. д. Менее крупные и более длительное время затоплявшиеся морем выступы фундамента обычно именуются массивами, например Анабарский массив Сибирской платформы, Украинский массив Восточно-Европейской платформы и др. Впрочем, Украинский массив нередко также называют щитом.

Щиты легко выделяются в платформах северного ряда, где они со всех сторон окружены чехлом, но значительно труднее в платформах южного ряда, особенно Африканской и Индостанской, на большей части площади которых фундамент обнажается на поверхности, а чехол, напротив, распространен более ограниченно, в пределах замкнутых впадин. Как отмечалось выше, молодые платформы целиком или почти целиком представляют собой плиты, а щиты или массивы здесь встречаются в виде исключения. Таким образом, плиты — преобладающий элемент строения большей части древних и особенно молодых платформ, покрытый осадочным или осадочно-вулканогенным чехлом изменчивой мощности (см. ниже). В пределах плит различают структурные элементы подчиненного (второго) порядка: антеклизы, синеклизы и авлакогены; последние могут осложнять строение и щитов (например,

Овручский авлакоген на северо-западе Украинского щита, авлакоген Белчер и другие на Канадском щите).

Антеклизы[1] представляют собой крупные и пологие погребенные поднятия фундамента, в сотни километров в поперечнике. Глубина залегания фундамента и соответственно мощность чехла в их сводовых частях не превышает 1—2 км; разрез чехла обычно изобилует перерывами и сложен сугубо мелководными или континентальными отложениями. Иногда в центре антеклизы имеются относительно небольшие выходы фундамента (Воронежская антеклиза Русской плиты, Оленекская антеклиза в Сибири, антеклизы Бенд и Озарк в Северной Америке). В некоторых случаях антеклизы являются как бы многовершинными; эти вершины именуются сводами, например Татарский и Токмовский своды Волго-Уральской антеклизы. Антеклизы встречаются и на молодых плитах, например Каракумская антеклиза Туранской плиты.

Синеклизы[2] — крупные, пологие, почти плоские впадины фундамента с глубиной залегания фундамента до 3—5 км и относительно более полным и глубоководным («мористым») разрезом осадочного чехла (рис. 13.2). Следует иметь в виду, что антеклизы и синеклизы — очень пологие структурные формы: угол наклона слоев обычно составляет менее 1° и не может быть замерен горным компасом в обнажениях, поэтому эти структуры устанавливаются по смене выходов более древних и более молодых отложений на геологических картах и по данным бурения и сейсморазведки. Синеклизы наблюдаются не только в пределах плит, но иногда и в пределах щитов (например, синеклиза Гудзонова залива на Канадском щите); на гондванских платформах они представляют изолированные впадины, окруженные выходами фундамента (синеклизы Конго, Таудени в Африке, Амазонская в Южной Америке и др.). На платформах северного ряда синеклизы обычно граничат либо с антеклизами, либо с щитами. Типичными являются Московская синеклиза Русской плиты, Амударьинская (Мургабская) синеклиза молодой Туранской плиты.

Существует два особых типа синеклиз. Один из них характеризуется резко повышенной мощностью осадочного чехла (до 10—15 и даже 20—25 км) и залеганием чехла непосредственно на фундаменте со скоростями продольных сейсмических волн, типичными для нижнего слоя континентальной коры или для второго слоя океанской коры. Об этих синеклизах уже говорилось выше и высказывалось предположение, что они могут представлять реликты океанских бассейнов подвижных поясов.

Второй особый тип синеклиз — *трапповые синеклизы,* например Тунгусская Сибирской платформы, Деканская Индостана, Карру Южной Африки, Параны Южной Америки. В их разрезе, особенно в его верхах, залегает мощная платобазальтовая формация, покрывающая площадь более 1 млн км^2; с базальтами ассоциируют дайки и силлы основных магматитов. Любопытно, что эти

[1] Термин введен А. Н. Мазаровичем в 1921 г.
[2] Термин введен А. П. Павловым в 1903 г.

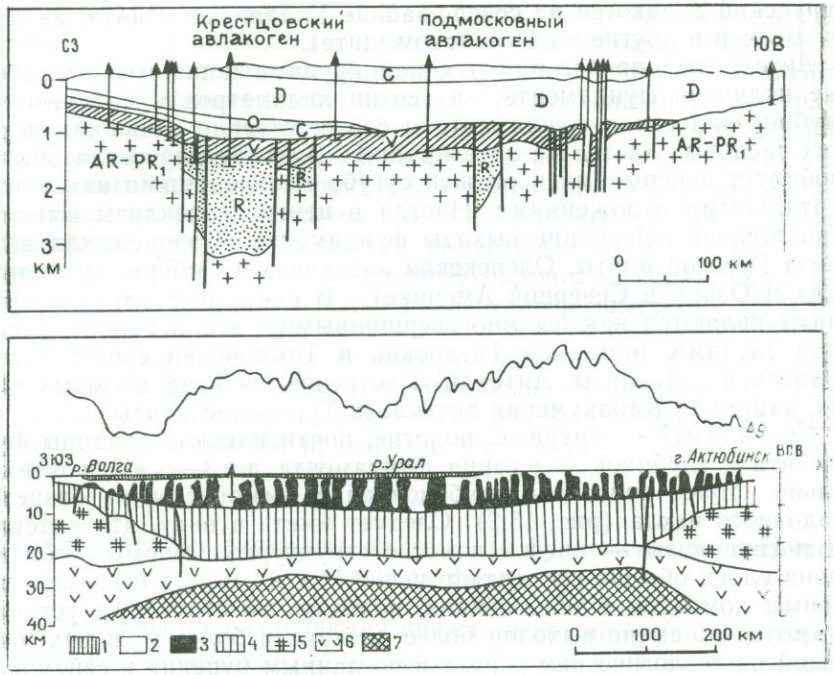


Рис. 13.2. Геологические разрезы через западную часть Московской синеклизы, по В. Г. Петрову, 1973 (наверху) и Прикаспийскую синеклизу, по В. Л. Соколову, 1970 (внизу), Восточно-Европейская платформа:
1 — отложения верхнего плиоцена; *2* — отложения палеогена, мезозоя и пермотриаса; *3* — соляные штоки и гряды; *4* — подсолевой осадочный комплекс; *5—6* — консолидированная кора (*5* — «гранитный», *6* — «базальтовый» слои); *7* — верхняя мантия

синеклизы в рельефе обычно выражены плоскогорьями — плато Путорана в Сибири, Декан в Индостане, Карру в Южной Африке. Вероятно, это объясняется повышенной мощностью коры, нарастившейся снизу основной магмой.

Подобно тому как антеклизы могут распадаться на несколько сводов, синеклизы, могут состоять из нескольких впадин, разделенных сводами или седлами. Несколько таких впадин различают в пределах Тунгусской синеклизы; их нередко считают самостоятельными синеклизами. В Западно-Техасской синеклизе Северо-Американской платформы выделяют впадины Делавер и Мидленд, разделенные «Центральной платформой».

Весьма примечательным типом крупных отрицательных структур платформ являются *авлакогены* (греч. «авлакос» — борозда, т. е. бороздой рожденные), впервые выделенные в 1960 г. Н. С. Шатским и впоследствии оказавшиеся широко распространенными практически на всех платформах. Авлакогены — это четко линейные грабен-прогибы, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине в десятки, иногда более сотни кило-

метров, ограниченные разломами (сбросами) и выполненные мощными толщами осадков, а нередко и вулканитов, среди которых особенно характерны базальты повышенной щелочности и родственные им породы. Среди осадков типичны соленосные и паралические угленосные формации, которые встречаются и в глубоких синеклизах. Глубина залегания фундамента нередко достигает 10—12 км, а консолидированная кора и литосфера в целом часто утонены, что сопровождается подъемом разуплотненной мантии (астеносферы). Такое глубинное строение характерно для континентальных рифтов: их древней и погребенной разновидностью — палеорифтами — авлакогены и являются. Присутствие их в структуре платформ обнаруживается лишь бурением и (или) сейсморазведкой; именно по данным бурения на Русской плите они и были открыты Н. С. Шатским.

В более поверхностной структуре авлакогены могут быть выражены двояко: либо развитыми над ними синеклизами, либо зонами складчатости чехла. Примером соотношений первого рода может служить Украинская синеклиза, сложенная осадками от верхов нижнего карбона до неогена и перекрывающая Днепровско-Донецкий авлакоген, выполненный отложениями от среднего девона до нижнего карбона включительно. Перерождение авлакогенов, сначала через равновеликие прогибы, в синеклизы представляет обычное явление, и можно утверждать, вслед за Н. С. Шатским, что в основании большей части, если не всех синеклиз (осадочных бассейнов), должны находиться палеорифты — авлакогены. Эта закономерность получила название *правила Шатского.*

Однако далеко не все авлакогены эволюционировали по пути превращения в синеклизы. Другая их часть подверглась сжатию и превратилась в складчатые зоны разной степени сложности. В одних случаях это сравнительно простые одиночные валы, например Вятский вал над Кировско-Казанским авлакогеном, в других случаях — сложные валы, состоящие из нескольких параллельных цепочек локальных поднятий, в третьих — настоящие интракратонные складчатые зоны довольно сложного строения, с разрывами надвигового типа. Таковы Кельтиберийская зона в Испании, зоны Среднего, Высокого и Сахарского Атласа в Магрибе, Пальмирид в Сирии и др. Во всех этих примерах отрицательные структуры — авлакогены — переродились в положительные — валы, складчатые зоны (*«плакантиклинории»,* как их назвал польский геолог Е. Зноско), т. е. произошла, как говорят, *тектоническая инверсия.*

Внутренняя структура неинверсировавших авлакогенов также бывает разной степени сложности. Помимо главных разрывов, ограничивающих авлакоген, часто наблюдаются параллельные им, причем все эти разрывы обычно относятся к типу листрических сбросов (рис. 13.3). В осевой части широких авлакогенов нередко находятся горстовые поднятия, как, например, Сунтарский горст в Вилюйском авлакогене.

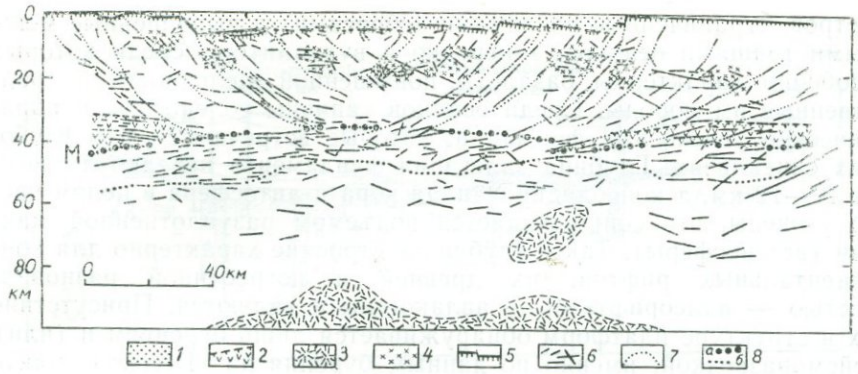


Рис. 13.3. Сейсмогеологический разрез через Припятский авлакоген, Восточно-Европейская платформа. По Р. Г. Гарецкому, С. В. Клушину, 1989:
1 — чехол платформы (рифей—квартер); *2* — клиноформы в низах земной коры и их контуры; *3* — волноводы; *4* — зоны разуплотнения (тектоническая трещиноватость?); *5* — поверхность фундамента; *6* — отражающие площадки; *7* — листрические сбросы; *8* — границы зоны «коро-мантийной смеси»: *а* — ее кровля (поверхность Мохоровичича, М), *б* — подошва

Для многих авлакогенов, например упоминавшихся Днепровско-Донецкого и Кировско-Казанского, характерно двухфазное развитие. Первоначально они возникли в рифее, но затем, после довольно длительного денудационного интервала, возродились в середине девона.

Выше уже упоминались *валы,* представляющие платформенные структуры низшего порядка, обычно развитые либо над осевыми частями авлакогенов, либо в их бортах, над граничными и другими разрывами. Валы представляют собой пологие линейные поднятия протяженностью несколько десятков километров. Как правило, они состоят из одного или нескольких рядов более мелких антиклинальных структур, которые геологи-нефтяники именуют локальными поднятиями. Н. С. Шатский предложил называть их плакантиклиналями, т. е. плоскими антиклиналями, но этот термин не привился. Действительно, в подавляющем большинстве случаев это очень пологие формы, высотой не более первых сотен, а часто только десятков метров. Но встречаются и более резко выраженные структуры, с наклоном крыльев до первых десятков градусов, притом асимметричные, например складки Саратовского Поволжья или Нижнего Приангарья.

Дислокации платформенного чехла могут иметь различное происхождение. По-видимому, основная их часть, и притом наиболее интенсивно выраженная, связана с тангенциальным сжатием, исходящим от смежных орогенов. Такое сжатие может распространяться на сотни километров от фронта орогена, вызывая инверсию авлакогенов, образование надвигов (Северо-Донецкий, Жигулевский надвиги Русской плиты, надвиги запада Туранской плиты) и складок. Существование горизонтального сжатия в теле платформ, направленного от орогенов, установлено в Северной

Америке и Западной Европе. Образование платформенных складок за счет этого сжатия облегчается в случае присутствия в разрезе осадочного чехла соленосной толщи или глинистых пачек (рис. 13.4). Очень показателен в этом смысле пример Ангаро-Ленской зоны дислокаций на юге Сибирской платформы, где соль имеет кембрийский возраст, или Юрских гор в Западной Европе с соленосным триасом в основании разреза. Соленосные девон, пермь, триас во многом обусловили и сложное строение интракратонных складчатых зон, возникших над авлакогенами.

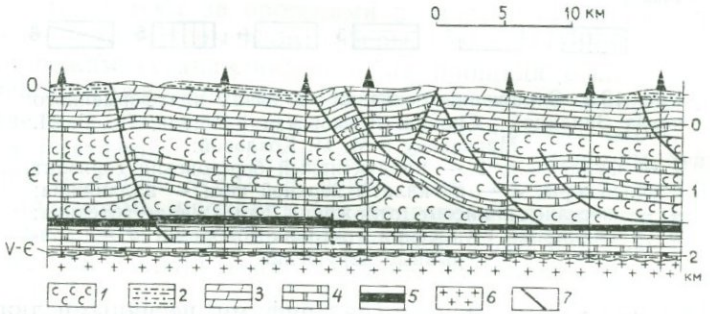


Рис. 13.4. Геологический профиль одного из участков Ангаро-Ленской зоны дислокаций, Сибирская платформа. По А. Э. Конторовичу, 1994:
1—4 — осадочные породы: соли *(1)*, терригенные *(2)*, терригенно-карбонатные *(3)*, карбонатные *(4)*; *5* — силлы долеритов; *6* — кристаллический фундамент; *7* — разрывы

Но далеко не вся платформенная складчатость может быть отнесена к *наведенной* складчатости тангенциального сжатия. В некоторых частях платформ, удаленных от орогенов, распространены складки, не связанные непосредственно с авлакогенами и не обладающие простиранием, параллельным фронту ближайшего орогена, или вообще не отличающиеся сколько-нибудь однообразной ориентировкой. Подобные складки скорее всего связаны с подвижками блоков фундамента по разломам: они могут быть надразломными, надблоковыми (рис. 13.5), поэтому и получили название *отраженных*. Но в чем причина перемещения блоков фундамента? Этот вопрос нельзя считать решенным. Возможно, что такой причиной является общее охлаждение и неравномерное опускание фундамента, а возможно, что, напротив, разогрев в периоды активизации платформы (см. ниже).

Этими двумя типами дислокаций — наведенным и отраженным — не исчерпывается разнообразие платформенных складок. В авлакогенах и глубоких синеклизах с мощными соленосными толщами широко распространены соляные диапиры — купола и валы (Днепровско-Донецкий авлакоген, Прикаспийская, Среднеевропейская, Мексиканская синеклизы и др.). В верхней части осадочного чехла достаточно часто встречаются складки экзогенного

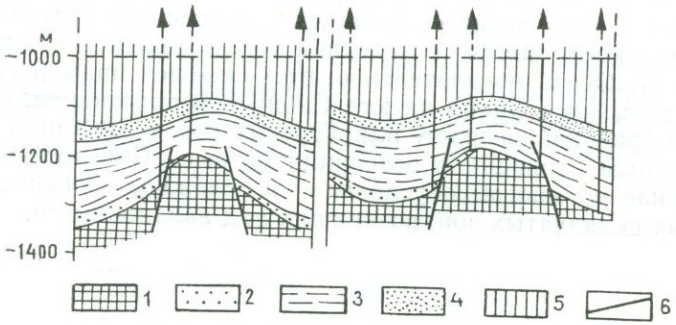


Рис. 13.5. Отраженные складки в низах платформенного чехла Западной Сибири, Алясовская площадь. По В. П. Маркевичу и М. И. Козловой:
1 — фундамент; *2* — продуктивный березовский горизонт верхней юры; *3* — аргиллиты верхней юры — валанжина; *4* — песчано-глинистые отложения валанжина—готерива; *5* — глинистые отложения готерива—баррема; *6* — разрывные нарушения

происхождения — уплотнения (над рифами, песчаными линзами); выпирания (в речных долинах), гляциодислокации и др.

Помимо щитов и плит в структуре платформ, по предложению Е. В. Павловского, нередко различают третий элемент того же первого порядка — зоны перикратонных опусканий. Такие зоны наиболее четко выделяются между щитами и орогенами или их передовыми прогибами; в Северной Америке это зона Великих Равнин между Канадским щитом и Скалистыми горами, в Южной Америке — зона между Гвианским и Западно-Бразильским щитами, с одной стороны, и Андами — с другой. На Восточно-Европейской платформе с известной долей условности, связанной с неопределенностью границы с Русской плитой, подобной зоной можно считать Волго-Уральскую область и, с большей уверенностью, южный, причерноморский, склон Украинского щита и западный склон того же щита и Белорусской антеклизы — Вислянско (Балтийско)-Днестровскую зону. На Сибирской платформе Е. В. Павловский выделил в качестве тектонотипа «перикратонного прогиба» Ангаро-Ленскую зону.

Зоны перикратонных опусканий характеризуются пологим моноклинальным или ступенчато-моноклинальным погружением фундамента в сторону смежных подвижных поясов. По существу они представляют наиболее внутренний, проксимальный, элемент пассивных континентальных окраин и отвечают внутреннему шельфу, отличаясь обычно повышенной мощностью (до 10—12 км) и более открыто-морским составом осадков по сравнению со смежными плитами, хотя встречаются и паралические и лагунные формации. Их внешняя граница практически проводится либо по появлению моласс передового прогиба, наложенного, как правило, на продолжение той же зоны перикратонных опусканий, либо прак-

тически вдоль фронта интенсивных деформаций сложного орогена, хотя в последнем случае эта граница может не совпадать с линией заметных изменений фаций и мощностей отложений, ибо носит вторичный характер.

13.4. Стадии развития платформ

Поверхность фундамента платформ отвечает срезанной денудацией поверхности складчатого пояса — орогена. Таким образом, платформы следуют за орогенами в эволюционном ряду крупных элементов земной коры и литосферы. Однако настоящий платформенный режим устанавливается на площади былого подвижного пояса не сразу, иногда лишь по прошествии многих десятков, в случае молодых платформ — даже нескольких сотен, в случае древних платформ — миллионов лет, с наступлением стадии накопления плитного чехла. А перед этим, в течение «доплитного» этапа, платформы проходят две подготовительные стадии, на которых они отличаются еще повышенной подвижностью, — стадию кратонизации и авлакогенную стадию, выделенные А. А. Богдановым.

Стадия кратонизации на большей части площади древних платформ отвечает по времени первой половине среднего протерозоя, т. е. раннему рифею. Как отмечалось выше, есть серьезные основания предполагать, что на этой стадии все современные древние платформы еще составляли интегральные части единого суперконтинента — Пангеи I, возникшей в конце раннего протерозоя. Поверхность суперконтинента испытывала общее поднятие, и накопление осадков, в основном континентальных, происходило на ограниченных площадях. Зато широкое развитие получило образование субаэральных покровов кислых эффузивов и туфов, в том числе игнимбритов, нередко несколько повышенной щелочности (калиевости). Одновременно более древние породы подвергались калиевому метасоматизму и происходило внедрение крупных расслоенных плутонов, часто в форме лополитов, основных в нижней части, более кислых — в верхней; первый тип пород обычно представлен габбро-анортозитами, второй — гранитами типа рапакиви. Если первые представляют продукт плавления нижней коры под влиянием подъема астеносферы или непосредственно подъема продуктов плавления последней, что наиболее вероятно, то граниты образуются за счет плавления верхней коры. Во всяком случае, магматизм и метасоматизм данной стадии свидетельствуют о повышенном тепловом и флюидном потоке и в свою очередь приводят к изотропизации платформенного фундамента.

Следующая, *авлакогенная, стадия* на большинстве древних платформ соответствует среднему и позднему рифею и может захватывать и ранний венд. Она знаменует начало распада суперконтинента и обособления отдельных древних платформ, характеризуясь господством растяжения и образованием многочисленных рифтов и целых рифтовых систем, в большинстве своем затем пе-

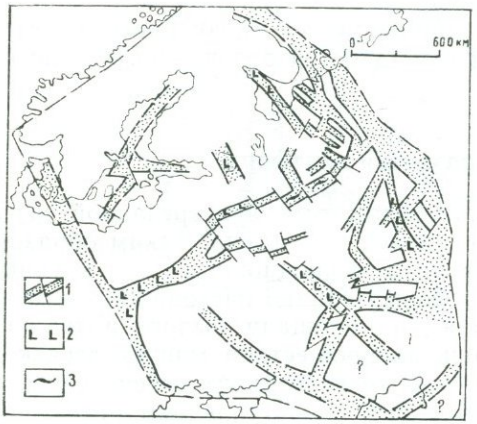


Рис. 13.6. Рифейские рифты (авлакогены) Восточно-Европейской платформы, по Е. Е. Милановскому (1979), упрощено:
1 — рифты и разломы; *2* — проявления магматизма; *3* — инверсионные поднятия

рекрытых чехлом и превращенных в авлакогены, откуда и название стадии. Подобные рифтовые системы установлены практически на всех древних платформах, особенно северного ряда (в южном ряду они превратились в позднем рифее в интеркратонные геосинклинали), — в Северной Америке, Восточной Европе (рис. 13.6), Сибири, Северном Китае и Корее. Выполнены эти палеорифты-авлакогены обломочными континентальными и мелководно-морскими осадками — кварцитами, аргиллитами, строматолитовыми карбонатами; в позднем рифее кое-где (Австралия) впервые появляются эвапориты. Разрезы обычно построены циклически. Встречаются покровы платобазальтов и силлы габбро-диоритов и габбро-диабазов, т. е. породы трапповой ассоциации, преимущественно на границе циклов среднего и позднего рифея, позднего рифея и венда.

На молодых платформах, где доплитный этап сильно сокращен по времени, стадия кратонизации не выражена, а авлакогенная стадия проявлена образованием рифтов, непосредственно наложенных на отмирающие орогены в согласии с их простиранием. Эти рифты нередко называют тафрогенами, а соответствующую стадию развития — тафрогенной (см. гл. 12). Их выполнение представлено обломочными отложениями — красноцветными или угленосными, а также базальтами. Типичны позднетриасовые — раннеюрские грабены типа Челябинского на восточном склоне Урала и их аналоги под чехлом Приатлантической равнины США, в Восточной Австралии и т. д. Грабены Срединной долины Шотландии и другие в Британских каледонидах относятся к той же категории.

Переход к плитной стадии (собственно платформенному этапу) совершился на древних платформах Восточной Европы, Сибири, Китая и Кореи в венде, Северной Америки — в конце кембрия, южных материков — в ордовике (Австралии — в кембрии). Он выразился в замещении авлакогенов прогибами, с расширением последних до размеров синеклиз, затоплении морем промежуточных поднятий и их превращении в антеклизы и тем самым в образовании сплошного платформенного чехла. Начало накопления плитного чехла закономерно совпадает с началом распада супер-

континентов — в венде — кембрии Пангеи I, в Юре — Пангеи II. Именно поэтому чехол молодых платформ по своему стратиграфическому объему соответствует первому слою коры современных океанов. Накопление этого чехла не было, однако, непрерывным — оно прерывалось эпохами тектонической активизации, которая выражалась в осушении платформ, перестройке их структуры, проявлении магматической деятельности. Восточно-Европейская платформа пережила подобные эпохи в позднем кембрии, середине девона и середине триаса, Сибирская — в середине и конце триаса, Китайско-Корейская — в силуре — раннем карбоне и т. д. Эти перерывы подразделяют плитный чехол на отдельные циклически построенные комплексы, которые, как правило, отвечают тектоническим циклам смежных подвижных поясов — каледонскому, герцинскому и др.

На значительных пространствах древних платформ южного ряда настоящей плитной стадии еще не наступило, а процесс ограничился образованием изолированных синеклиз («синеклизная» стадия).

На молодых платформах Евразии плитная стадия началась в средней юре; по существу, то же относится к Восточной Австралии и Патагонии. Соответственно здесь плитный чехол отвечает одному (на эпигерцинских платформах) или двум (на эпикаледонских платформах) циклам чехла древних платформ.

13.5. Осадочные формации плитного чехла и эволюция структурного плана платформ

Осадочные формации платформ в целом отличаются от формаций подвижных поясов отсутствием или во всяком случае слабым развитием, с одной стороны, глубоководных и, с другой стороны, грубообломочных континентальных осадков. Лишь скорее в виде исключения на плитах встречаются черносланцевые толщи типа верхнедевонского доманика Русской и Тимано-Печорской плит, сибирского верхнекембрийского «доманика», верхнеюрской баженовской свиты Западной Сибири, черных сланцев среднего палеозоя плиты Мидконтинента Северной Америки. Все эти образования возникли в условиях некомпенсированного прогибания при глубине моря в несколько сотен метров, в то время как глубина накопления типичных осадков платформенного чехла обычно не превышала 50 м и лишь местами достигала 100 м.

Поскольку платформенное осадконакопление протекало в континентальных или очень мелководных условиях, на него существенное влияние оказывала климатическая обстановка. Вследствие этого характер отложений, слагающих крупные формационные ряды отдельных этапов (циклов) развития плитного чехла, заметно различается, и эти ряды приходится рассматривать раздельно (рис. 13.7). Однако формации, занимающие одинаковое положение в этих рядах, имеют достаточно много общего и характеризуют одни и те же фазы тектонического развития.

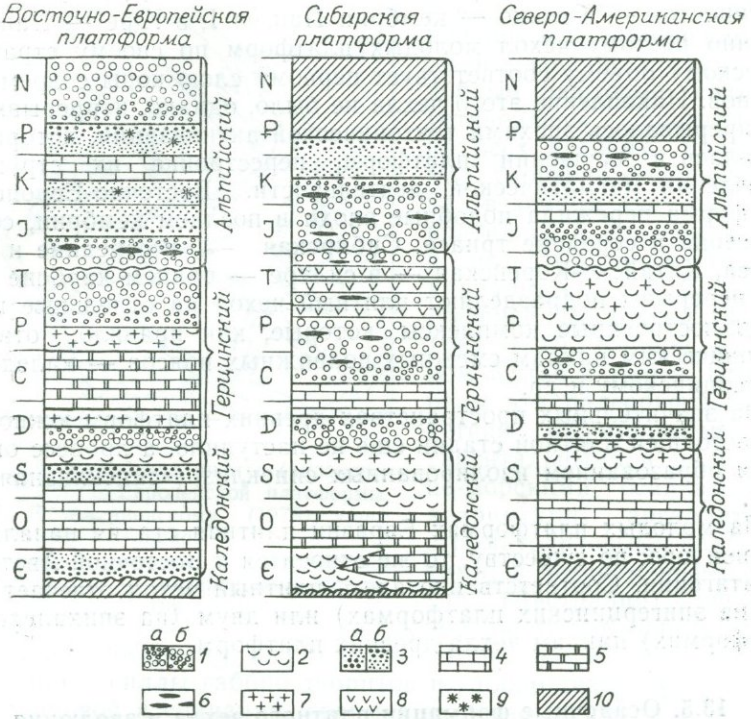


Рис. 13.7. Формационные ряды Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ, по В. Е. Хаину (1964): *1—8* — формации: *1* — континентальная (*а* — нижняя, *б* — верхняя); *2* — лагунная красноцветная; *3* — морская терригенная (*а* — трансгрессивная, *б* — регрессивная); *4* — известняковая; *5* — гипсово-доломитовая; *6* — угленосная; *7* — соленосная; *8* — трапповая; *9* — глауконит в морской терригенной формации; *10* — перерыв в отложении осадков

В основании формационных рядов чехла обычно залегают континентальные обломочные формации: серо-, красно- или пестроцветные бескарбонатные, с каолиновым цементом — продуктом размыва коры выветривания, иногда с лимническими углями в условиях гумидного климата (красная окраска характерна для тропических условий, серая — для умеренных), а также красноцветные с карбонатным цементом, нередко гипсоносные — в аридном климате. С началом морской трансгрессии на смену континентальным формациям сначала приходят паралические или лагунные: соответственно сероцветная паралическая угленосная в гумидном и гипсосоленосная эвапоритовая — в аридном климате. Как отмечалось выше, особенно мощные эвапориты, нередко включающие не только каменную, но и калийные соли, накапливаются в авлакогенах, например в Днепровско-Донецком, и в глубоких синеклизах типа Прикаспийской или Среднеевропейской. По мере дальнейшего развития трансгрессии эти формации перекрываются транс-

грессивными терригенными формациями — в гумидном климате кварцево-песчаной с глауконитом и фосфоритами, а в аридном — пестроцветной песчано-глинистой, иногда с гипсом.

В фазу максимальной трансгрессии (инундации, т. е. затопления, по С. Н. Бубнову), когда внутренние источники сноса — щиты, массивы, вершины антеклиз — перекрываются морем, преобладание получают карбонатные формации — гумидные мергельно-известняковые (в мелу и палеогене формация писчего мела и мелоподобных мергелей) и аридные — преимущественно доломитовые. В отдельных более глубоких впадинах и, в частности, в авлакогенах в условиях дефицита материала отлагаются темные, обогащенные органическим веществом минерально-сланцевые толщи «доманикового» типа; зоны их накопления нередко окаймляются рифовыми постройками авандельтового происхождения (рис. 13.8). Трансгрессия в конце концов сменяется регрессией и начинается обратная последовательность формаций, завершающаяся снова континентальными, в холодном климате покровно-ледниковыми (квартер Северного полушария, неоген — квартер Южного) формациями. Последние могут находиться и в основании ряда, например в верхах карбона — низах перми южных, гондванских платформ. Во внеледниковых областях ледниковая формация замещается лёссовой.

На протяжении плитной стадии, которая на древних платформах длилась 500—600 млн лет, их структурный план претерпевал неоднократные изменения. Эти изменения были приурочены в основном к границам циклов и подчинялись закономерности, впер-

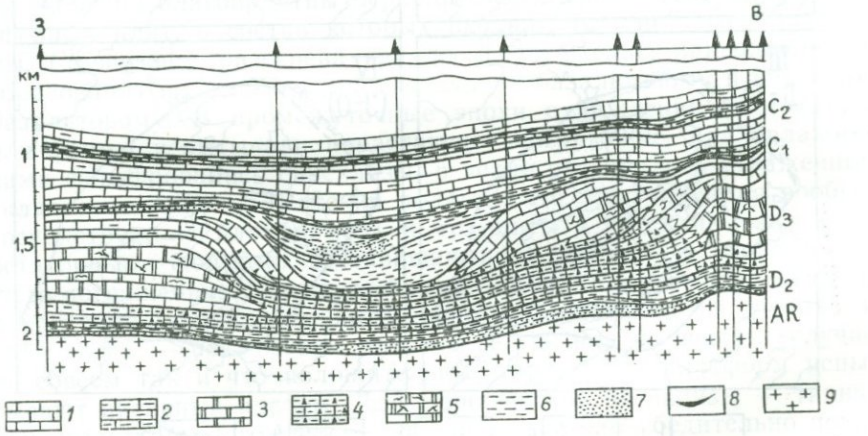


Рис. 13.8. Взаимоотношение фаций в девонских и каменноугольных отложениях Камско-Кинельской системы прогибов (Волго-Уральская область Восточно-Европейской платформы), по М. Ф. Мирчинку, Р. О. Хачатряну и др., упрощено:

1 — известняки; *2* — глинистые известняки; *3* — доломиты; *4* — битуминозные глинисто-кремнистые известняки и сланцы; *5* — рифогенные известняки и доломиты; *6* — глины и аргиллиты; *7* — песчаники; *8* — угли и углистые сланцы; *9* — гранитогнейсы

вые установленной для Русской плиты А. П. Карпинским и оказавшейся справедливой для всех других платформ. Согласно этому *«правилу Карпинского»,* наибольшее погружение на каждом тектоническом этапе испытывает полоса, расположенная вблизи наиболее активного в данную эпоху (особенно пережившего орогенез) подвижного пояса и параллельная ему. Так, на Русской плите (рис. 13.9) в каледонском цикле основное погружение испытала ее северо-западная часть, тяготеющая к Скандинавским каледонидам; в это погружение был втянут и Балтийский щит. На герцинском этапе в интенсивные опускания была втянута восточная половина платформы, примыкающая к Уральскому подвижному поясу, а на юге в полосе, параллельной Средиземноморскому поясу, возник Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген. В альпийском цикле в погружения была вовлечена вся южная часть

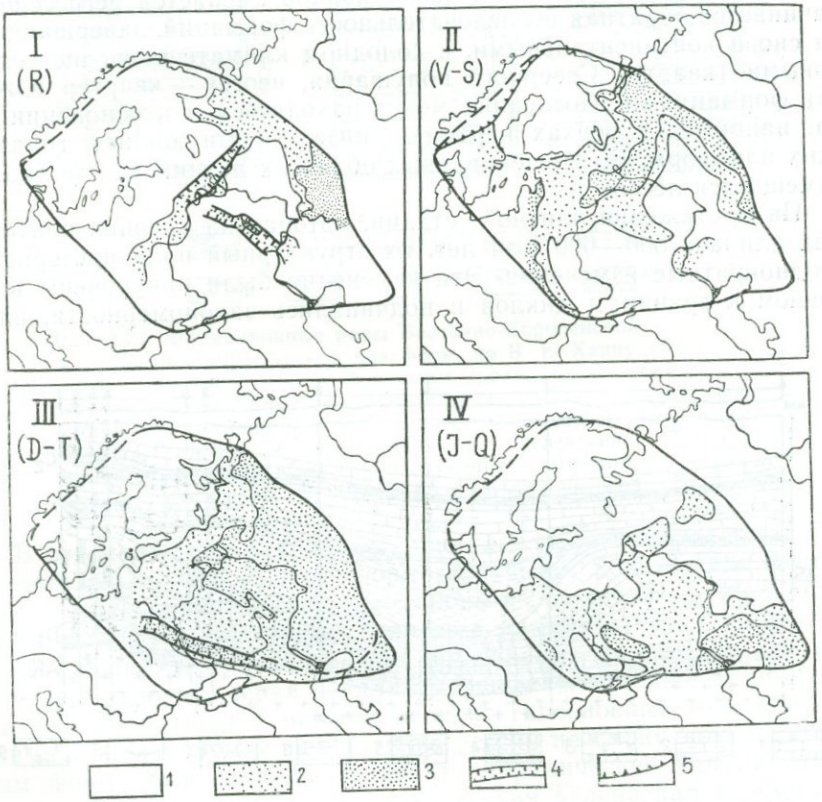


Рис. 13.9. Перераспределение и переориентировка прогибов Восточно-Европейской платформы от байкальского этапа (*I*) к каледонскому (*II*), герцинскому (*III*) и альпийскому (*IV*). По Н. С. Иголкиной и др. (1970), с изменениями:
1 — поднятия; *2* — слабые погружения (мощности отложений до 500 м); *3* — интенсивные погружения (более 500 м); *4* — авлакогены; *5* — фронт каледонских надвигов Скандинавии

платформы, вместе с молодой Скифской плитой, тяготеющая к тому же Средиземноморскому поясу, в то время как ее остальная часть постепенно втягивалась в поднятие.

На Сибирской платформе основные опускания в каледонском цикле испытала ее южная часть (особенно Ангаро-Ленский прогиб), граничащая с Центральноазиатским подвижным поясом. На герцинском этапе область максимальных погружений переместилась в северо-западную часть платформы, пограничную с Таймырской подвижной системой, а на киммерийском этапе — в восточную — Вилюйскую синеклизу, открывавшуюся в Верхояно-Колымский бассейн. На собственно альпийском этапе, в мелу и кайнозое, погружения сосредоточились в Енисей-Хатангском и Лено-Вилюйском (Предверхоянском) прогибах, вблизи переживавших позднекиммерийские поднятия Таймыра и Верхоянья, а остальная часть платформы испытывала поднятие.

Следует оговориться, что эти перестройки структурного плана никогда не оказывались полными — более ранние зоны прогибания продолжали его испытывать и в дальнейшем, но в более замедленном темпе и с постепенным затуханием.

Рассматривая в целом факторы развития и эволюции структуры платформ, приходим к заключению, что оно определялось как внутренними, так и внешними факторами. К внутренним факторам относятся разогрев и охлаждение литосферы платформ. Разогрев происходил в эпохи существования суперконтинентов — в раннем рифее, в позднем палеозое — раннем мезозое и в более короткие эпохи активизации, в частности в девоне. Для него были особенно благоприятны периоды замедленного движения литосферных плит, в состав которых входили те или иные платформы. Следствием разогрева являлось растяжение, приводившее к образованию рифтов и к магматизму — базальтовому и щелочно-базальтовому. В промежуточные эпохи охлаждения литосферы платформы испытывали нарастающее погружение, над авлакогенами формировались синеклизы, в чехле развивалась отраженная складчатость. Н. С. Шатский полагал, что эта тенденция вообще господствует на платформах и что щиты и антеклизы являются остаточными формами, отставшими от синеклиз в процессе общего погружения. Некоторые факты — обилие перерывов в осадконакоплении, проявления интрузивного магматизма на щитах и антеклизах — показывают, что это не так или во всяком случае не совсем так и что положительные структуры платформ испытывают активный подъем. Для Воронежской антеклизы — типичной структуры этого типа — это недавно было убедительно показано (Л. Д. Шевырев).

О воздействии внешних факторов уже много говорилось выше. Хороший пример взаимодействия внутренних и внешних факторов приведен американским геологом Дж. Клейном. Мичиганская и Иллинойская синеклизы Северо-Американской платформы возникли над авлакогенами и первоначально развивались по «правилу Шатского», т. е. под влиянием охлаждения литосферы

и нагрузки осадков. Однако в позднем палеозое их прогибание усилилось под воздействием тангенциального стресса со стороны Аппалачского орогена, т. е. в действие вступил уже внешний фактор.

13.6. Платформенный магматизм

Несмотря на то что платформенные вулканиты по объему составляют менее 10% общего объема фанерозойских вулканитов, известных в пределах современных континентов, сам по себе и особенно по своему минерагеническому значению платформенный вулканизм и вообще магматизм представляют достаточно важное явление, а платформенные магматиты обладают вполне определенной спецификой.

Наиболее широко распространенной на платформах магматической ассоциацией является *трапповая ассоциация*. Она состоит из занимающих огромные площади (нередко более 1 млн км^2) покровов толеитовых платобазальтов, извержения которых носили в основном линейный характер с отдельными вулканическими центрами вдоль разломов.

Континентальные толеитовые базальты отличаются от срединно-океанских несколько повышенным содержанием щелочей, особенно K_2O, связанным с ассимиляцией континентальной коры. Встречаются также покровы ультраосновных (пикриты) и субщелочных пород. Интрузивная трапповая формация состоит из силлов и даек долеритов, габбро-долеритов и габбро-диабазов, из которых первые достигают мощности 200—300 м. Любопытно, что, по наблюдениям С. А. Куренкова, в Тунгусской синеклизе дайковые комплексы отчасти напоминают офиолитовые комплексы даек, отличаясь менее регулярным строением. Следовательно, здесь шел процесс рассредоточенного растяжения, в известной мере аналогичный рассеянному спредингу задуговых бассейнов (см. гл. 11). По наблюдениям В. С. Старосельцева, в Тунгусской синеклизе дайки одного простирания часто под прямым углом пересекаются дайками другого простирания, что свидетельствует об общем, всестороннем растяжении этой впадины. Мощность прослоенных вулканитами с силлами осадочных толщ может достигать очень больших значений — более 3 км на северо-западе Тунгусской синеклизы. Здесь особенно интересны дифференцированные интрузии норильского типа — расслоенные тела, изменяющие свой состав снизу вверх от троктолитов через оливиновые и безоливиновые габбро до габбро-диоритов. С более основными разностями связаны медно-никелевые руды.

Распространение трапповой ассоциации во времени (рис. 13.10) совпадает с периодами начала распада суперконтинентов — во-первых, с рифеем и вендом и, во-вторых, с поздним палеозоем и мезозоем. Во втором периоде трапповая ассоциация обнаруживает наибольшую связь с распадом Гондваны; она проявлена в поздней перми восточных Гималаев и юго-запада Южно-Китайской

платформы, в позднем триасе — ранней юре Южной Африки, Антарктиды и Тасмании, в поздней юре — раннем мелу Южной Америки, Южной Африки и Индостана, в верхах мела — низах палеогена западного Индостана, Йемена и Эфиопии. Почти все эти траппы в настоящее время обнаруживаются по разные стороны молодых океанов — Атлантического, Индийского, хотя первоначально их выходы составляли сплошные ареалы. В Северном полушарии крупнейшим является траповое поле Тунгусской синеклизы и южного Таймыра в основном раннетриасового возраста; кроме того, нижнемеловые траппы довольно широко распространены в Африке, а близкие к траппам вулканиты конца мела — начала палеогена — на крайнем севере Атлантики (Брито-Арктическая провинция). Эти проявления траппового магматизма менее непосредственно связаны с процессом распада Пангеи, но их геодинамический смысл, в принципе, тот же самый. Сибирские траппы связаны с «неудавшейся океанизацией» Западной Сибири, где по палеомагнитным данным вырисовывается недолго просуществовавший «Обский палеоокеан» (С. В. Аплонов). Отдельные, более поздние, проявления траппового магматизма (ранний мел) предвосхищают раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна и Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Примечательно, что, по новейшим радиометрическим данным, накопление траппов происходило исключительно быстро, в течение миллиона или первых миллионов лет. Это установлено для тунгусских траппов, для траппов Декана и Параны.

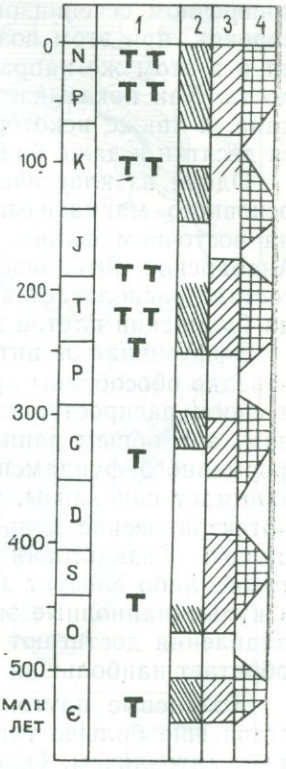


Рис. 13.10. Проявления траппового магматизма на континентальных платформах в фанерозое (*1*) в сопоставлении с периодичностью эпох знакопеременного геомагнитного поля (*2*), ускоренного дрифта континентов (*3*) и воздымания древних континентальных платформ (*4*). По А. Я. Кравчинскому (1987), упрощено

Трапповой ассоциации уступает по распространенности *щелочно-базальтовая*. Пространственно и во времени они нередко связаны одна с другой, например в Сибири и Восточной Африке. Источник магмы этой ассоциации лежал на большей глубине в мантии, чем трапповой. Она состоит из эффузивной и интрузивной формаций; первая представлена главным образом трахибазальтами с широкой гаммой дифференциатов — от ультраосновных до кислых, в частности фонолитов. Интрузивная формация выражена кольцевыми плутонами ультраосновных и щелочных пород до нефелино-

вых сиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов включительно. В поперечном сечении они имеют форму вложенных одна в другую воронок, при этом возраст пород омолаживается к центру плутона и в этом же направлении повышается их основность и щелочность. Как показывает пример кольцевых плутонов Египта и Судана, а также некоторых других, их формирование может длиться десятки и даже более 100 млн лет.

Одной из классических областей щелочно-основного и ультраосновного магматизма является Маймеча-Котуйская провинция на восточном фланге Тунгусской синеклизы и западном склоне Анабарской антеклизы. Она связана с Котуйским разломом; в ее составе располагается крупнейший в мире из плутонов такого рода Гулинский плутон площадью 1600 км^2.

Эффузивная и интрузивная щелочно-базальтовые формации нередко обособлены друг от друга. Эффузивная формация тяготеет в своем распространении к рифтам и палеорифтам — авлакогенам, а в общем занимает повышенные участки залегания платформенного фундамента, в то время как трапповая ассоциация занимает синеклизы, представляющие, вероятно, огромные вулканотектонические депрессии, структуры проседания. Во времени щелочно-базальтовая формация либо предшествует платобазальтовой, либо следует за ней. Очевидно, платобазальты изливаются в кульминационные эпохи магматической активности, когда очаги плавления достигают наименьших глубин, а само плавление приобретает наибольший масштаб.

Кольцевые плутоны щелочно-основного и ультраосновного состава еще больше тяготеют к платформенным поднятиям — щитам, антеклизам. Они распространены, в частности, на Кольском полуострове (Балтийский щит), где известны классические интрузии Хибинских и Ловозерских тундр (рис. 13.11), на Алданском, Аравийско-Нубийском щитах, в Восточной Африке, на Приатлантическом щите Бразилии.

Щелочно-базальтовая ассоциация материков близка аналогичной ассоциации океанских островов, что свидетельствует о ее глубинном, мантийном происхождении. Вместе с тем магматические очаги континентальной ассоциации должны находиться в литосферной мантии, иначе было бы невозможно многократное внедрение магмы в одни и те же центры на протяжении значительных интервалов времени (см. выше) в условиях горизонтального перемещения платформ в составе литосферных плит.

Знаменитая своей алмазоносностью *кимберлитовая интрузивная формация* родственна щелочно-базальтовой и встречается в виде трубок и даек вдоль разломов и особенно в узлах их пересечения, но, по данным Б. Р. Шпунта, в межрифтовых пространствах. Основные районы развития кимберлитовой формации — Сибирская платформа, Южная и Западная Африка. Кимберлитовая формация — это самая глубинная магматическая формация континентов, ибо алмазы образуются на глубинах не менее 150—200 км, но и эта цифра не превышает мощности континен-

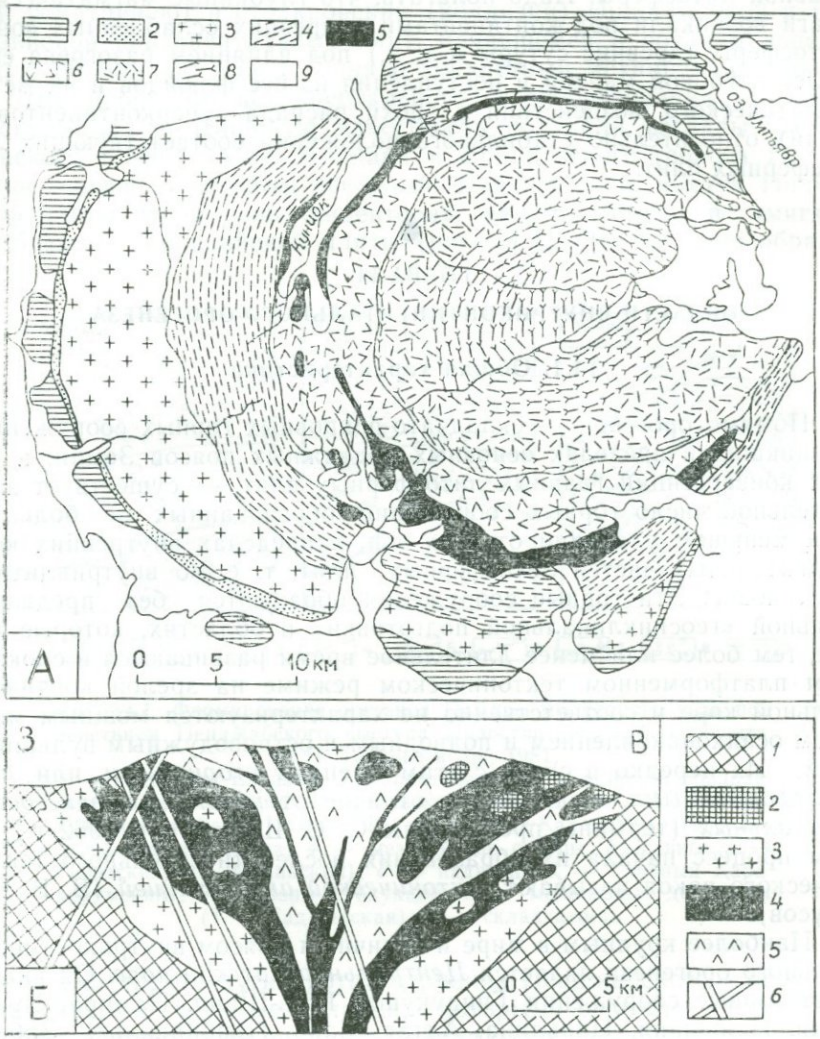


Рис. 13.11. Многофазные кольцевые плутоны щелочного состава, внедрившиеся в среднем палеозое в докембрийские кристаллические породы Балтийского щита. Карта Хибинского плутона, по Е. Н. Володину; профиль Ловозерского плутона, по И. В. Буссену и А. С. Сахарову:

А: 1 — вмещающие породы докембрия и палеозоя; *2* — роговики; *3* — гранитоидные хибиниты; *4* — трахитоидные хибиниты; *5* — нефелиты, уртиты, малиньиты, апатиты; *6* — рисчорриты и эгириновые нефелиновые сиениты; *7* — гранитоидные фойяиты; *8* — трахитоидные фойяиты; *9* — четвертичные отложения. *Б: 1* — вмещающие породы архея (кольская серия); *2* — осадочно-вулканогенная ловозерская толща девона; *3* — нефелин-содалитовые сиениты; *4* — луявриты, фойяиты, уртиты; *5* — эвдиалитовые луявриты; *6* — дайки щелочных лампрофиров

тальной литосферы. Надо полагать, что глубинные магматические очаги возникали под континентами в древних ослабленных зонах литосферы (древние сутуры и т. п.) под влиянием разогрева еще более глубокой мантии и поступления из нее флюидов и их метасоматического воздействия в эпохи распада суперконтинентов и (или) относительно стабильного положения соответствующих литосферных плит.

●

ГЛАВА 14

ОБЛАСТИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА

14.1. Общая характеристика

Помимо орогенов — складчато-покровных горных сооружений, возникших в пределах основных подвижных поясов Земли, в зонах конвергенции главных литосферных плит, — существует значительное число горных сооружений, образованных в большем или меньшем удалении от этих зон, в пределах внутренних континентальных частей литосферных плит, т. е. во внутриплитной обстановке. Эти горные сооружения образуются без предварительной «геосинклинальной подготовки» в областях, которые перед тем более или менее длительное время развиваются в спокойном платформенном тектоническом режиме на зрелой континентальной коре и соответственно не характеризуются мощным морским осадконакоплением и подводным и островодужным вулканизмом. Их нередко в связи с этим именуют *вторичными,* или *эпиплатформенными, орогенами* в отличие от *первичных, эпигеосинклинальных* (термины предложены С. С. Шульцем в 1962 г.), а сам процесс начала их образования после относительного тектонического покоя называют *тектонической активизацией* (В. В. Белоусов).

Наиболее крупным в мире и типичным поясом внутриконтинентального орогенеза является *Центральноазиатский пояс.* Он включает горные сооружения Гиндукуша, Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, Наньшаня, Циньлина, Алтая, Саян, Прибайкалья, Забайкалья, Станового хребта. Многие из них не только не уступают по своим размерам и высоте молодым, первичным орогенам Альп, Кавказа и других, но их превосходят — отдельные вершины Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня достигают высоты более 7 км. Центральноазиатский пояс непосредственно примыкает с севера к Альпийско-Гималайскому поясу первичных орогенов и начал формироваться одновременно, а частично непосредственно вслед за ним, что указывает на общую причину их образования, равно как и то обстоятельство, что внутренняя структура Центральноазиатского пояса свидетельствует о происхождении в условиях горизонтального сжатия, орентированного в меридиональном направлении (см. ниже).

Такую общую причину большинство современных исследователей усматривают в столкновении (коллизии) Индостанской и Евразийской континентальных плит, начавшемся в позднем эоцене, около 50 млн лет назад. Однако конкретный механизм вызванного этим процессом континентального горообразования остается дискуссионным. Широкую известность получили взгляды американского геофизика П. Молнара и французского геолога П. Тапонье, согласно которым северный, Пенджабский, выступ Индийской плиты играл роль «индентора», вклинившегося в «мягкое подбрюшье» Евразийской плиты (рис. 14.1). Это вызвало образо-

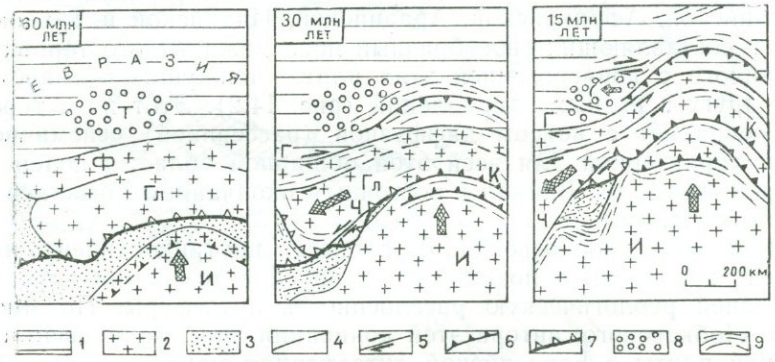


Рис. 14.1. Формирование орогенов Памирского горного узла под действием Пенджабского выступа Индостанского субконтинента, по П. Тапонье и др., 1981:
1 — континент Евразии; *2* — континентальные единицы гондванского происхождения: Индостанский субконтинент (И), микроконтиненты Фарах-Памир (Ф) и Гельменд-Каракорум (Гл); *3* — океанская литосфера; *4* — мезозойские сутуры; 5—сдвиги (Г — Гератский, Ч — Чаманский); *6* — надвиги (К — Главный Каракорумский); *7* — зоны субдукции; *8* — молассовые депрессии (Т — Таджикская); *9* — складчатость

вание Памирской дуги против вершины Пенджабского клина, общее смятие в крупные складки, которым отвечают отдельные хребты и межгорные впадины Центральноазиатского пояса и развитие крупных сдвигов по обе стороны Памиро-Пенджабского выступа — в основном правосторонних, северо-западного простирания на востоке, левосторонних, северо-восточных на западе, по которым отдельные блоки испытывали смещение в стороны от «индентора».

По мнению Дж. Дьюи, сокращение ширины Центральноазиатского пояса против Индийского «индентора» произошло не столько за счет выталкивания части материала литосферы к западу и востоку от него, сколько за счет общего коробления и утолщения коры, которые и наблюдаются в Тибете. Но эти механизмы могут действовать совместно.

Несколько иначе этот процесс внутриконтинентального орогенеза рисует Л. П. Зоненшайн. Учитывая неравномерное распределение сейсмичности внутри пояса, он намечает здесь большое число микроплит, которые при общей коллизии Индостана с Евразией испытывали относительные смещения — сдвиги, надвиги, поддвиги. Подобные микроплиты (Иберийская, Апулийская, Эгейская, Анатолийская) были ранее выделены в западной части Альпийско-Гималайского пояса, между Кавказом и Атлантикой. В совокупности с микроплитами, выделенными Л. П. Зоненшайном в Центральноазиатском поясе и на восточной окраине Азиатского материка, устанавливается более двух десятков микроплит, занимающих пространство между главными литосферными плитами: Евразийской, Африканской, Аравийской, Индийской и Тихоокеанской и составляющих своеобразный пояс межплитного торошения, связанного с конвергенцией этих плит, движущихся навстречу друг другу с разных направлений (рис. 14.2). Этот пояс торошения совпадает с поясом диффузной (рассеянной) сейсмичности, столь характерной для всей этой обширной области, поперечник которой между оз. Байкал и восточным окончанием Гималаев достигает 5 тыс. км.

Дополнительное освещение процесс внутриконтинентального орогенеза получил с позиций двухъярусной тектоники плит, учитывающей реологическую расслоенность литосферы. По мнению Л. И. Лобковского, автора этой концепции, при столкновении Индийской плиты с Евразийской литосферная мантия первой испытала субдукцию, поддвиг под вторую, в то время как более пластичная нижняя кора — нагнетание к северу под влиянием напора коры Индийской плиты. Это нагнетание и вызвало коробление верхней, более жесткой коры Центральноазиатского пояса с образованием системы горных сооружений и разделяющих их межгорных прогибов (рис. 14.3). Этот процесс сопровождался выделением тепла, что и может служить причиной повышенного теплового потока и образования астелинз в недрах горных сооружений, что дополнительно способствовало их воздыманию. Последнее дает основание некоторым исследователям усматривать главную причину поднятия этих сооружений в «мантийном диапиризме», отрицая роль регионального сжатия. Между тем о проявлении последнего наглядно свидетельствуют надвиги и даже шарьяжи (Памир), системы сопряженных левых и правых сдвигов диагонального к ним направления, а также результаты определения фокальных механизмов землетрясений, в частности в Тянь-Шане.

Изложенные выше концепции внутриконтинентального орогенеза, по существу, не противоречат, а дополняют друг друга. Центральноазиатский пояс возник на гетерогенном субстрате, представляющем фактически коллаж фанерозойских складчатых зон разного возраста с разделяющими их континентальными глыбами. Вполне естественно, что при приложенном извне тангенциальном сжатии этот коллаж должен был снова разделиться на отдельные блоки — микроплиты, испытывавшие взаимные переме-

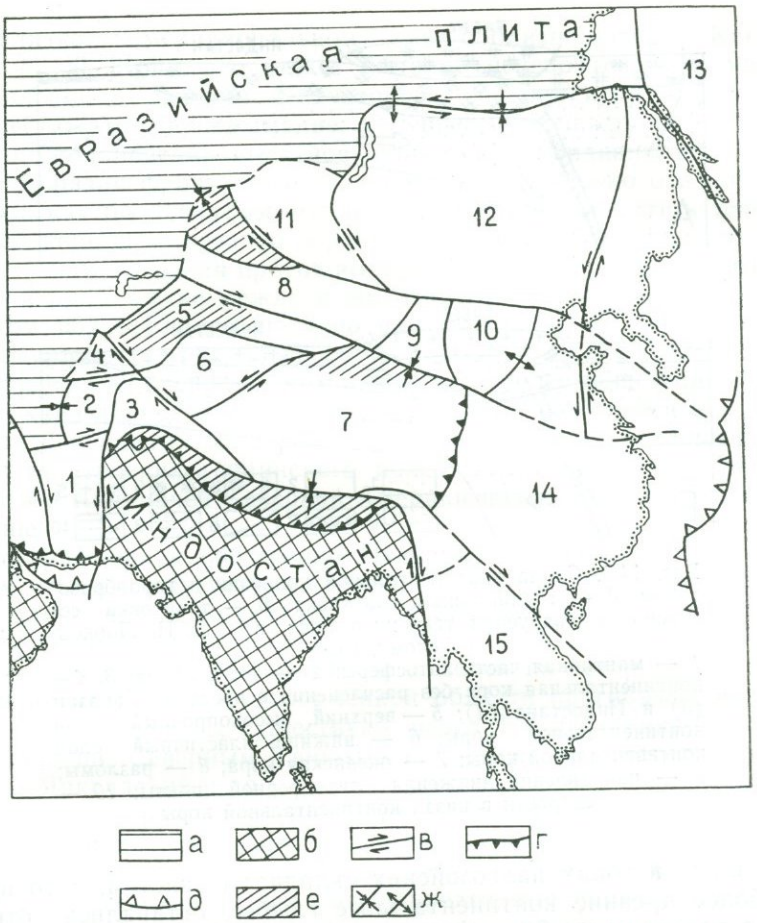


Рис. 14.2. Пояс торошения малых литосферных плит, микроплит и блоков, зажатых между континентальными плитами Евразии и Индостана: Афганская *(1)*, Таджикская *(2)*, Памирская *(3)*, Ферганская *(4)*, Тянь-Шаньская *(5)*, Таримская *(6)*, Тибетская *(7)*, Джунгарская *(8)*, Алашаньская *(9)*, Ордосская *(10)*, Монгольская *(11)*, Амурская *(12)*, Охотоморская *(13)*, Китайская *(14)*, Индокитайская *(15)*. По Л. П. Зоненшайну, 1985: *а* — континентальная литосфера Евразии; *б* — то же Индостана и Аравии; *в* — сдвиги; *г* — надвиги; *д* — зоны субдукции; *е* — зоны сжатия и складчатости; *ж* — сжатие и растяжение на границе плит и микроплит

щения. Но эти микроплиты, в соответствии с представлениями Л. И. Лобковского, должны рассматриваться не как литосферные, а как коровые, даже верхнекоровые, так как верхняя кора оказалась в этом процессе оторванной от литосферной мантии и смещенной относительно нее по нижней коре повышенной пластичности. Естественно также, что деформации в этом поясе концент-

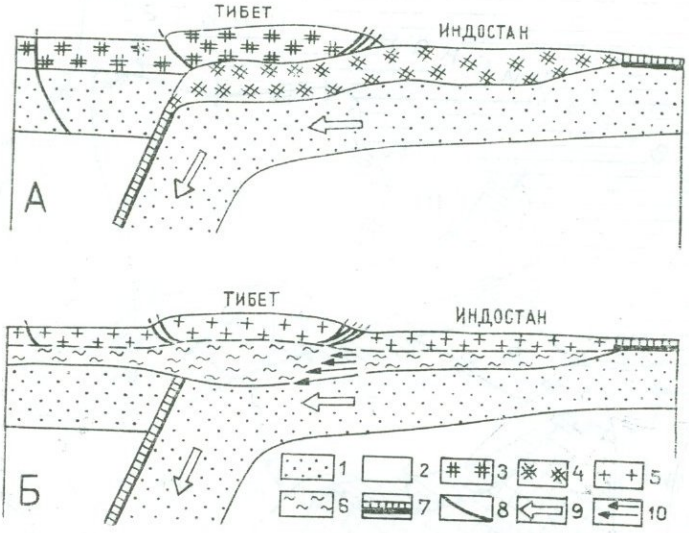


Рис. 14.3. Схема континентальной коллизии и горообразования. *А* — традиционная трактовка; *Б* — трактовка согласно двухъярусной тектонике плит, по Л. И. Лобковскому, 1990.
1 — мантийная часть литосферы; *2* — астеносфера; *3, 4* — континентальная кора без расчленения в пределах Евразии *(3)* и Индостана *(4)*; *5* — верхний, высокопрочный слой континентальной коры; *6* — нижний, пластичный слой континентальной коры; *7* — океанская кора; *8* — разломы; *9* — направление движения литосферной плиты; *10* — скорости в низах континентальной коры

рировались в зонах палеозойских складчатых систем, в то время как более древние континентальные глыбы оставались относительно пассивными. Это особенно наглядно проявилось в отношении Таримского микроконтинента, не испытавшего новейших деформаций, а вместо поднятия претерпевшего погружение.

Рассматривая пояс новейшего орогенеза центральной Евразии и северо-западной Африки в целом, т. е. включая и эпигеосинклинальные и эпиплатформенные сооружения, можно заметить, что Памирская дуга не единственная на его протяжении; другими дугами, выпуклыми к северу, являются Альпийско-Карпатская и Малокавказская. Все эти дуги связаны с воздействием на южное фанерозойское складчатое обрамление Евразии выступов и (или) отторженцев Гондваны, соответственно Пенджабского, Аравийского и Адриатического (Апулийского). В промежутке складчатые системы испытывают отклонение в обратном, южном, направлении и ветвление — виргацию. Такими виргациями являются Эгейская, Южно-Каспийская, Таджикская. В центральных частях этих виргаций складки приобретают простирание, близкое к поперечному по отношению к генеральному простиранию пояса,

т. е. близкое к меридиональному вместо близширотного. Как показал М. Л. Копп, это может быть объяснено течением масс в направлении от вершин «инденторов», где они испытывают наибольшее сжатие и выжимание, к депрессиям между ними. Вообще при столкновении выступов и обломков Гондваны с южным краем Евразии фронт этого столкновения неизбежно оказался неровным, как бы зубчатым, что и должно было привести к течению нижней коры и увлечению верхней коры этим течением от мест наибольшего давления против выступов к местам наименьшего давления в промежутке между ними. Картина такого течения в альпийском поясе Европы недавно нарисована М. Л. Баженовым и В. С. Буртманом (рис. 14.4).

Совершенно очевидно, что речь идет о более общей закономерности, характерной не только для рассмотренного пояса и не только для новейшего этапа развития земной коры. Так, многие особенности строения герцинского пояса Западной и Центральной Европы и Аппалачей Северной Америки находят аналогичное объяснение.

Возвращаясь к собственно Центральноазиатскому поясу, отметим, что его внутреннее строение характеризуется в самом общем плане чередованием горных сооружений и межгорных впадин, к числу которых относятся Ферганская, Иссык-Кульская, Джунгарская и др. Местами пояс отделен на севере от не затронутой активизацией платформенной области прогибами типа краевых. Такие прогибы существуют перед Южным Тянь-Шанем — Каршинский, Северным Тянь-Шанем — Чуйский, перед Куньлунем — Яркендский и др.

Горные сооружения, сложенные комплексом сложнодислоцированных и частично метаморфизованных, пронизанных гранитами палеозойских и докембрийских образований, как правило, надвинуты на межгорные впадины и предгорные прогибы, выполненные мощными молассами. Эти молассы отличаются от моласс эпигеосинклинальных орогенов редуцированностью морских элементов и резким преобладанием континентальных, особенно в Центральноазиатском поясе. Как и в эпигеосинклинальных орогенах, наблюдается погрубение моласс вверх по разрезу с появлением отложений ледникового происхождения и в аридном климате со сменой красной окраски серой. Мощность моласс достигает многих, иногда более десятка километров. Они обычно подстилаются образованиями платформенного чехла, вполне сходными с таковыми смежной неактивизированной части платформы. В Центральноазиатском поясе возраст этих платформенных образований мезозой — ранний палеоген; активизация и накопление моласс здесь начались в олигоцене.

Элементы внутренней структуры горных поднятий пояса по своему простиранию согласуются с простиранием слоев складчатого основания, но сам стиль этой структуры сильно варьирует в зависимости от таких факторов, как степень удаленности от источника тангенциальных напряжений, в случае Центральноазиат-

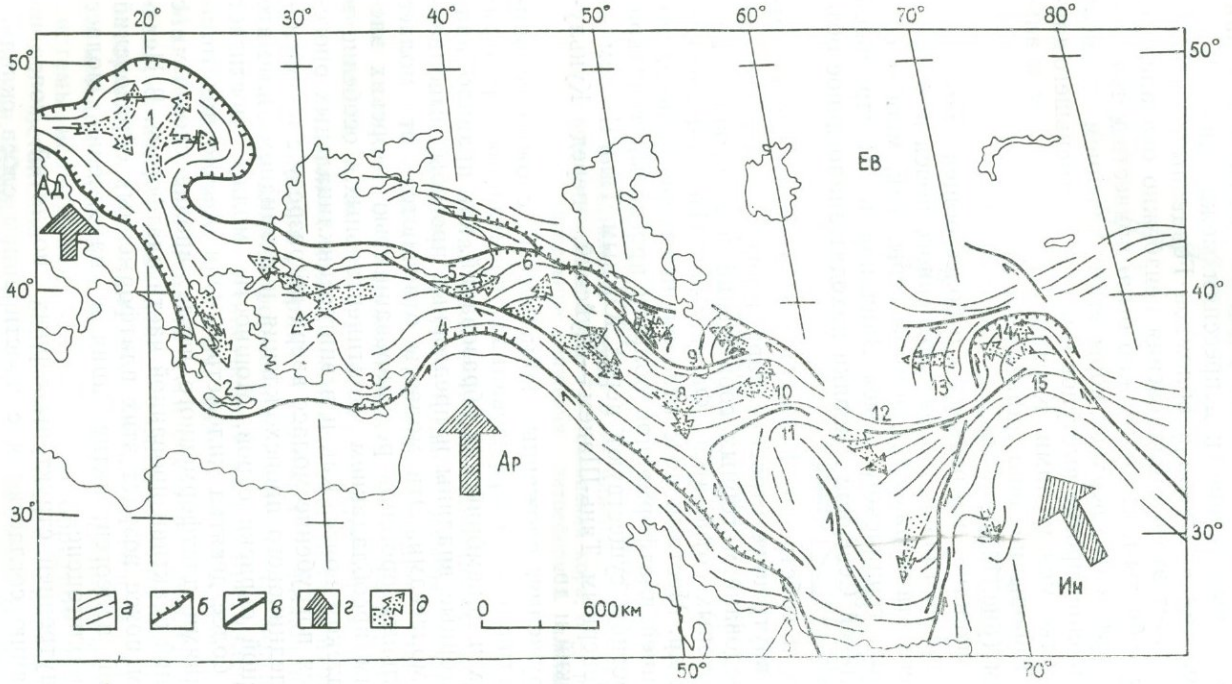


Рис. 14.4. Структурные дуги и тектонические течения Альпийского складчатого пояса (от Карпат до Памира), по М. Л. Баженову и В. С. Буртману (1990).

Структурные дуги: Карпатская *(1)*, Критская *(2)*, Кипрская *(3)*, Восточно-Гаврская *(4)*, Трабзонская *(5)*, Малокавказская (6), Южно-Каспийская (7), Эльбурсская (8), Западно-Копетдагская *(9)*, Хорасанская *(10)*, Лутская *(11)*, Дарваз-Копетдагская *(12)*, Таджикская *(13)*, Памирская *(14)*, Гиндукуш-Каракорумская *(15)*. Литосферные плиты: Адриатическая (Ад), Аравийская (Ар), Евразийская (Ев), Индийская (Ин). *а* — простирание складок; *б* — надвиги, фронт шарьяжей; *в* — сдвиги; *г* — движение литосферных плит относительно Евразии в новейшее время; *д* — главные тектонические течения в новейшее время

ского пояса — от Пенджабского выступа Индийской плиты. В непосредственной близости от последнего, на Памире, где первичный, эпигеосинклинальный орогенез прошел в конце юры — начале мела, вторичный орогенез сопровождался интенсивными деформациями, вплоть до образования надвигов, шарьяжей и кливажа. Севернее, в Южном Тянь-Шане, в его западной части, прилегающей к Памиру, имело место образование асимметричных складок, осложненных крутыми надвигами преимущественно северной вергентности, противоположной южной вергентности герцинской структуры. В восточной части Тянь-Шаня, защищенной от непосредственного влияния Пенджабского «индентора» жестким Таримским массивом, подобные дислокации сосредоточены в относительно узких полосах, разделенных зонами общего сводового воздымания. Еще восточнее, с удалением от Пенджабского выступа, стиль новейших деформаций становится сводово-глыбовым или даже глыбовым, что до недавнего времени считалось вообще типичным для всех эпиплатформенных орогенов, но не подтвердилось на Памире и Тянь-Шане. Эти сводово-глыбовые и глыбовые дислокации обычно устанавливаются по деформации поверхностей выравнивания и (или) останцов платформенного чехла; со среднечетвертичного времени они стали господствующими и на Памире и всем Тянь-Шане, причем существенную роль стали играть и поперечные сбросы и сдвиги.

Центральноазиатский пояс — наиболее крупный и яркий, но не единственный пример вторичных орогенов, непосредственно прилегающих к первичным, т. е. перигеосинклинальных, по В. Е. Хаину. Подобные орогены сопровождают с востока, со стороны древних континентальных платформ, как Северо-Американские, так и Южно-Американские Кордильеры. Здесь особенно показательна область Восточных Скалистых гор и плато Колорадо в Северной Америке. До мела эта область составляла западную окраину древнего Северо-Американского кратона; она обладает тем же раннедокембрийским кристаллическим фундаментом и рифейско-палеозойско-мезозойским (до юры включительно) чехлом. Фундамент этот выступает в настоящее время в горных поднятиях, а чехол сохранился во впадинах между ними, перекрываясь молассой. В начале мела, когда поднятия охватили прилегающий с запада пояс Центральных Кордильер, область Восточных Скалистых гор испытала погружение с накоплением мощной толщи терригенных осадков молассового типа, а в конце мела — начале палеогена она подверглась деформациям с образованием мощных горных поднятий, высотой до 4 км в современном рельефе и разделяющих их межгорных впадин, в которых накопление моласс продолжалось теперь уже в озерных условиях до эоцена включительно, когда произошли заключительные деформации.

Поднятия, в эродированных сводах которых ныне выступает докембрийский кристаллический фундамент, надвинуты на смежные впадины. Первоначально эти надвиги рассматривались как «козырьковые», выкручивающиеся и переходящие в вертикальные

с глубиной, что позволяло отрицать роль тангенциального сжатия. Однако сейсмическое профилирование показало, что никакого выкручивания надвигов с глубиной не происходит, и тем самым подтвердило образование структуры области в обстановке сжатия. Особого типа ее элемент представлен блоком плато Колорадо, который приподнялся на 2 км как одно целое. Область тем самым стала интегральной частью Кордильер, а на ее границе с неактивизированной платформой возникли предгорные прогибы Вайоминг, Рэйтон. Во многом аналогичный характер носят на периферии Северо-Американских Кордильер хр. Брукса Северной Аляски с предгорным Колвиллским прогибом и горы Маккензи и Франклина в северо-западной Канаде.

В Андах Южной Америки подобного типа сооружения представлены Восточной Кордильерой Центральных Анд, не испытавшей погружений после герцинского орогенеза, но вовлеченной в поднятие Анд и в деформации в конце неогена с надвиганием на Субандский прогиб, а также расположенным южнее глыбовым сооружением Сьерры-Пампы, являющимся по своему внутреннему строению в основном продуктом байкальского тектогенеза.

К этой же категории относятся некоторые поднятия на северной периферии Альпийско-Гималайского пояса в Европе и Передней Азии, такие, как Горный Крым, Большой Балхан, Бенд-и-Туркестан и Парапамиз, испытавшие позднекиммерийский тектогенез, но затем, в мелу и раннем палеогене, перекрытые платформенным чехлом, а также Передовой хребет Большого Кавказа, являющийся герцинским сооружением, повторно вовлеченным в новейший орогенез. Особый случай представляют складчатые поднятия, расположенные с внешней стороны передовых прогибов Альп — Юрские горы и Полярного Урала — гряды Чернышева, Чернова, Сорокина.

Совершенно очевидно, что все эти структурные и геоморфологические поднятия представляют продукт коллизии литосферных плит, несколько более удаленный от шва столкновения, чем первичные, эпигеосинклинальные орогены. Однако существуют и еще более удаленные, на расстояние в сотни километров, складчатые поднятия, отделенные от основных складчатых поясов пространствами субгоризонтального залегания платформенного чехла. О том, что и их образование связано с коллизией, свидетельствует параллельность их простирания основным складчатым поясам и совпадение времени их образования с главной эпохой деформаций последних. Как правило, эти поднятия возникают на месте ранее существовавших рифтов — авлакогенов — и являются, таким образом, результатом их инверсии. Причиной последней служит тангенциальный стресс, исходящий от орогенного пояса, т. е. от зоны коллизии, что подтверждается наблюдениями над современным напряженным состоянием коры, указывающими на повсеместно распространенное внутриплитное сжатие, ориентированное в направлении либо от срединно-океанских хребтов, либо от таких орогенов, как Альпы или Кордильеры.

Примером поднятий и зон складчатых дислокаций такого типа могут служить валы Западной и Центральной Европы — Уилд-Булонне, Поморский и другие, Горный Мангышлак в Закаспии, Пальмириды в Сирии, Высокий, Средний, Сахарский Атлас в Марокко и Алжире, Кельтиберийские цепи в Испании. Эти сооружения могут быть названы телеколлизионными.

Существуют, однако, зоны внутриплитных дислокаций и поднятий, которые не могут быть связаны ни с какими зонами коллизии, синхронной времени их образования. Таков Уральский кряж, простирающийся перпендикулярно Альпийско-Гималайскому и Центральноазиатскому поясам и отделенный от них значительным недислоцированным пространством. Логичнее всего объяснить возрождение горного рельефа Урала и некоторую деформацию слагающих его отложений (до эоценовых включительно) воздействием того же внутриплитного стресса на герцинскую ослабленную, сутурную зону. Знаменательно, однако, что новейшее поднятие Урала, не распространившееся на всю позднепалеозойскую складчатую систему, совпало во времени с образованием Центральноазиатского и Альпийско-Гималайского поясов.

С совершенно особыми типами внутриплитных поднятий мы сталкиваемся на периферии континентальных рифтов и океанских впадин. В первом случае эти поднятия являются побочным продуктом рифтогенеза — мантийный диапир, подстилающий рифтовую систему, оказывается шире самой рифтовой впадины и вызывает воздымание ее плечей. Во втором случае вначале, когда раскрытие океана только начинается, имеет место аналогичный процесс. Но он не может объяснить образование периокеанских поднятий типа Западных и Восточных Гат Индостана, Сьерры-дуМар Бразилии и ряда аналогичных, поскольку они возникли или возродились намного позже, чем начался спрединг на соответствующем участке океана. Такое объяснение попытались предложить Л. И. Лобковский и В. Е. Хаин исходя из концепции двухъярусной тектоники плит, связав образование этих поднятий с оттоком пластичного нижнекорового материала и встречным нагнетанием со стороны океана аномальной мантии вследствие растекания ее выступа под осью спрединга.

Еще труднее истолковать происхождение внутриплитных поднятий, находящихся в глубине континентов и имеющих более или менее изометричные очертания, например плато Путорана в Сибири, плато Карру в Южной Африке, горы Макдоннелл и Масгрейв в центре Австралии, массивы Ахаггар и Тибести в Сахаре и т. п. Только в последнем случае (Сахара) в пределах таких поднятий наблюдаются проявления молодой магматической активности. Но и в остальных случаях можно связать образование этих поднятий с подъемом магмы в «горячих точках». Вместе с тем обращает на себя внимание то обстоятельство, что и эти поднятия, подобно Уралу, «сидят» на древних сутурах. Плато Путорана, Карру, Декана образовались на месте трапповых синеклиз, т. е. являются продуктом их инверсии. Последняя может быть свя-

зана с утолщением коры в результате накопления остывшей базальтовой магмы, не смогшей вылиться на поверхность, в основании коры и тем самым увеличившим ее мощность и вызвавшим подъем поверхности. Этот процесс в англоязычной литературе получил название «underplating», т. е. «подстилание».

Из сделанного обзора можно прийти к выводу, что в природе существует довольно большое разнообразие морфологических и генетических типов внутриплитных складчатых и нескладчатых поднятий, многие из которых представляют собой настоящие орогены, сравнимые по масштабу с новообразованными, первичными или эпигеосинклинальными. Наиболее крупные из них подобно последним непосредственно связаны с эффектом коллизии литосферных плит, другие представляют собой отдаленное следствие той же коллизии, третьи требуют особого объяснения, в частности в рамках представления о «горячих точках». В сумме эти внутриконтинентальные орогены занимают на современной поверхности Земли площадь, не меньшую, чем молодые, первичные орогены, что подчеркивает их значение.

14.2. Магматизм внутриконтинентальных орогенов

По степени и характеру проявления сопутствующей магматической деятельности эти орогены также достаточно разнообразны. Некоторые из них практически амагматичны; таковы все телеколлизионные поднятия и даже значительная часть периколлизионных, например Тянь-Шань[1], Алтай. Практически амагматичны периокеанские поднятия. Вероятно, это объясняется слабой проницаемостью литосферы в связи с наличием изолирующего слоя пластичной нижней коры. В других внутриконтинентальных орогенах мы находим более или менее обильные проявления базальтового или щелочно-базальтового вулканизма, иногда с более кислыми дериватами. Таким вулканизмом характеризуются Восточный Саян, Прибайкалье, Монголия в Центральноазиатском поясе, Центральный Французский и Богемский массивы в Западной и Центральной Европе, массивы Ахаггар и Тибести и некоторые другие в Северной Африке. Этот вулканизм, судя по составу ксенолитов, носит явно глубинный, мантийный характер.

Еще больший интерес представляет интрузивный, гранитоидный магматизм, распространенный в особенности в области мезозойского вторичного орогенеза Восточной Азии, от Станового хребта и Алданского щита на севере до Индокитая на юге и к востоку от линии, протягивающейся от Байкала к Малакке. Продукты этого магматизма часто называют анорогенными гранитоидами («граниты типа А»), но это наименование не является точным, ибо они сопутствуют орогенезу, хотя и особого типа. Скорее они заслуживают названия телеорогенных, поскольку явно отда-

[1] Не считая небольших покровов эоценовых, т. е. предколлизионных, базальтов в Прииссыккулье.

ленно связаны с воздействием подвижных поясов — в Восточной Азии широкая полоса этих гранитоидов мезозойского возраста окаймляет с запада Тихоокеанский пояс. Это наводит на мысль о связи их образования с далеким тылом пологой зоны субдукции, породившей краевой Восточно-Азиатский вулканоплутонический пояс. Петрохимически эти гранитоиды отличаются несколько повышенной щелочностью и имеют в основном коровое или мантийно-коровое происхождение.

Многочисленные относительно мелкие тела гранитоидов — монцонитов и др. — ларамийского возраста пронизывают район Восточных Скалистых гор, проникая и в смежную часть платформы. На плато Колорадо этот магматизм проявлен классическими лакколитами гор Генри. Этот плутонизм, вероятно, имеет то же происхождение, что и восточноазиатский. В обеих областях с гранитоидами данного типа связано важное промышленное редкометальное оруденение — руды олова, вольфрама, молибдена и др.

Заметим, что межгорные прогибы вторичных орогенов — Центральноазиатского, Скалистых гор — содержат значительные залежи нефти и газа, причем, что особенно интересно, в континентальных отложениях.

14.3. Внутриконтинентальный орогенез — распределение во времени

Когда в 40—50-е годы был первоначально установлен этот тип орогенеза, он казался свойственным лишь новейшему, олигоцен-четвертичному, этапу развития земной коры. Однако в дальнейшем оказалось, что такое представление неправильно и что проявления вторичного орогенеза неоднократно наблюдались и в геологическом прошлом. Свидетельством этого являются молассы, залегающие непосредственно на значительно более древнем складчатом основании или перекрывающем его чехле платформенного типа, а также «анорогенные» гранитоиды и проявления регионального метаморфизма и связанного с ним радиометрического «омоложения» пород.

Весьма показательными в этом смысле регионами являются Прибайкалье и Западное Забайкалье. Здесь на протяжении позднего протерозоя, палеозоя и мезозоя наблюдалось последовательное смещение зон геосинклинального осадконакопления, принадлежащих северной части Центральноазиатского подвижного пояса, на юг от Сибирского кратона и соответственное смещение зон первичного орогенеза. Вместе с тем в каждую очередную орогеническую эпоху — салаирскую, каледонскую, герцинскую, киммерийскую — проявления орогенеза не ограничивались зонами предшествующего геосинклинального осадконакопления, а распространялись на более северные районы, вплоть до южного края Сибирского кратона. Именно этим объясняется исключительное обилие разновозрастных гранитоидов в данном регионе. Здесь, по

существу, надо говорить не о повторном, вторичном, а о неоднократно повторявшемся рекуррентном орогенезе.

Подобным образом в Тянь-Шане по появлению крупнообломочных осадков отмечается частичный возврат орогенных условий в средней юре и раннем мелу, предвосхищающий значительно более ярко проявленный новейший орогенез в олигоцене — квартере. В целом феномен вторичного, внутриконтинентального, орогенеза проявляется с начала палеозоя и особенно с девона, достигнув наибольшего распространения в олигоцене — квартере.

На фоне общего тангенциального сжатия, испытывавшегося поясами этого орогенеза, в некоторых регионах могли происходить и обратные явления — растяжение и рифтогенез. Примером в современную эпоху могут служить Байкальская и отчасти Восточно-Африканская рифтовые системы, а для поздней юры — раннего мела полирифтовая система Западного Забайкалья.

ЧАСТЬ IV

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГЛАВА 15

КОРОВЫЕ СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ: ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ

Складчатые и разрывные структуры развиты повсеместно в земной коре, отражая процессы деформаций, происходящие как при изменениях свойств самих горных пород, так и под влиянием внешних воздействий. Складчатостью охвачена практически вся толща земной коры и лишь в верхней части платформенного чехла она на значительном пространстве может отсутствовать.

Основные процессы складкообразования связаны с напряжениями, вызываемыми эндогенными причинами; так формируется *эндогенная складчатость*. Изгибы в слоистых толщах самой верхней части коры, имеющие сходство с эндогенной складчатостью, образуются иногда и под воздействием экзогенных процессов; это *экзогенная складчатость*.

Разрывные структуры в горных породах распространены значительно шире складчатых. Трещинами (разрывами без смещения, диаклазами) поражены почти все горные породы, за исключением слабо уплотненных и сыпучих. Разрывы со смещениями (параклазы) развиты более избирательно и сконцентрированы главным образом там, где присутствует интенсивная складчатость.

Соотношение складчатых и разрывных нарушений обычно трактовалось таким образом, что складки считались первичным явлением, а разрывы — их вторичным осложнением. Предполагалось, что слои горных пород под влиянием деформирующих усилий сначала сминаются в складки, а затем, когда превзойден предел упругости или пластичности, начинается их хрупкое разрушение и возникают разрывы. Как выяснилось позднее, это справедливо лишь для некоторых относительно простых типов складчатости, а в зонах наиболее напряженных дислокаций наоборот — разрывы, надвиги являются первичными, а складки — вторичными. В свою очередь, они могут затем осложняться разрывами (см. ниже).

Общие сведения о морфологических типах складок и разрывов излагаются в руководствах по структурной геологии, ниже основное внимание уделено кинематическим, динамическим и геологическим условиям их образования.

15.1. Кинематические и динамические условия образования складок

Горные породы в земной коре находятся под нагрузкой вышележащих образований, создающей в них соответствующий уровень напряжений. Пластические деформации, приводящие к складчатости в горных породах, возможны только при избыточном давлении по одному из направлений (стресс). Форма и размеры возникающих складок зависят от многих условий. Основное значение имеют физические (реологические) свойства пород, кинематическая и динамическая обстановка, характер возникающих в породах напряжений и влияние внешней среды. В процессе деформации происходит непрерывное перемещение материала, нередко его перекристаллизация, а также привнос нового вещества, что приводит к изменению реакции пород даже на одинаковый по величине и направлению стресс.

При прочих равных условиях интенсивность складчатости зависит от физических свойств пород, главным образом от их вязкости. Чем ниже вязкость, тем сложнее и мельче складки и, наоборот, в породах с высокой вязкостью развивается крупная, но простая по строению складчатость. В мощных покровах лав и в полнокристаллических породах складки встречаются относительно редко. Наиболее благоприятна для образования складок обстановка сжатия, так как сжатие уменьшает объем тела и увеличивает его пластичность.

Влияние всестороннего давления на развитие складчатости двоякое: с одной стороны, оно повышает сопротивление тела пластической деформации, а с другой — тот же фактор сильно повышает пределы упругости и прочности. В связи с этим породы, являющиеся хрупкими при нормальных условиях, например известняки, мраморы, могут стать пластичными на глубине при высоком всестороннем давлении.

Большое значение имеет температура окружающей среды. Повышение температуры ведет к повышению пластичности, и даже такие хрупкие при обычной температуре тела, как дайки, плутоны интрузивных пород или кварцевые жилы, при температуре в сотни градусов становятся способными изгибаться в мелкие складки. Способность сминаться в достаточно мелкие и сложные складки наблюдается и в не вполне остывших массивах интрузивных пород и тем более в породах, подвергающихся воздействию регионального метаморфизма.

Скорость деформации — также один из основных факторов, влияющих на пластические свойства горных пород. Повышение скорости деформации приводит к увеличению сопротивления пород и понижению их пластичности. Наоборот, относительно более медленная деформация повышает пластичность тела. Поэтому породы, ведущие себя при быстром воздействии как хрупкие тела, например каменная соль, при медленном действии даже малых напряжений медленно, но значительно деформируются.

Соприкосновение пород с растворами того же состава повышает их способность пластично деформироваться, но присутствие в порах жидкостей другого состава, например воды, создает внутрипоровое давление, снимающее внешнюю нагрузку, что понижает пластичные свойства пород и увеличивает их хрупкость.

Кроме перечисленных выше свойств горных пород большое влияние на образование складок оказывает ползучесть материалов, выражающаяся в способности всех без исключения горных пород пластично деформироваться при напряжениях ниже предела упругости, но при обязательном длительном действии напряжений. Благодаря ползучести деформация в теле при сохранении одинакового значения нагрузки непрерывно возрастает, причем нарастающая часть деформации будет остаточной. Ползучесть развивается при любых напряжениях и именно с ней связано образование многих складок в горных породах.

Среди всего многообразия складок с позиций механики выделяются только три типа: *складки продольного изгиба, складки поперечного изгиба и складки течения.* Впрочем, между двумя последними типами иногда выделяют промежуточный тип — *складки скалывания.*

Складки продольного изгиба вызываются силами, действующими вдоль слоистости (рис. 15.1, *а*). При изгибе в слое происходит перераспределение вещества таким образом, что оно перемещается от изгибов с относительно малым радиусом кривизны к изгибам с большим радиусом кривизны. Во всем объеме толщи, под-

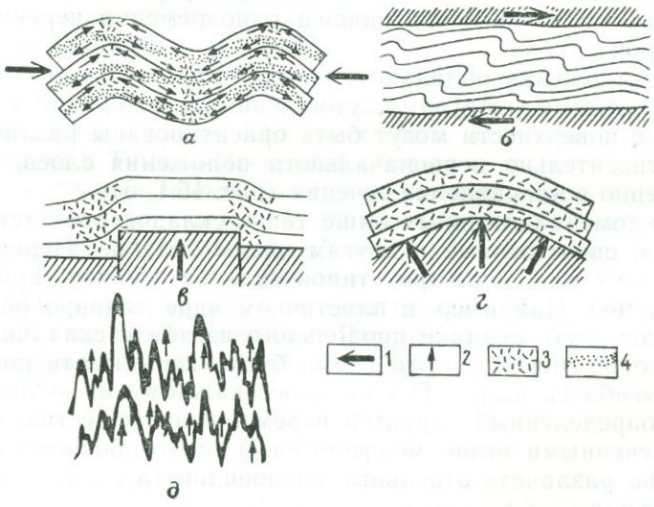


Рис. 15.1. Кинематические типы складок: *а, б* — продольного изгиба; *в, г* — поперечного изгиба; *д* — течения. По А. Е. Михайлову (1973):
1 — направление действующих сил; *2* — направление перемещения пород; *3* — участки растяжения; *4* — участки сжатия

вергшейся продольному изгибу, общее перемещение пород происходит в направлении, перпендикулярном к действию сжимающих усилий, — в участки с относительно малым давлением, что приводит к интенсивному росту складок вдоль осевых поверхностей. Благодаря этому при образовании складок продольного изгиба происходит общее сокращение площади, занимавшейся слоистой толщей до складкообразования. Складки продольного изгиба, возникающие при сдвиге, под воздействием противоположно направленных сил имеют все характерные черты этого рода структур, но их осевые поверхности обладают заметным наклоном в сторону действия активных сил (рис. 15.1, *б*).

Складки поперечного изгиба испытывают не сжатие, а неодинаковое по интенсивности растяжение (рис. 15.1, *в, г*). Ось максимального сжатия пород расположена перпендикулярно к слоистости, а ось удлинения направлена вдоль слоев.

Складки течения в условиях сравнительно низких температур и давлений развиваются только в породах с низкой вязкостью: солях, гипсах, углях, глинах. При высоких температурах (сотни градусов) вязкость пород резко снижается и способность образовывать складки течения приобретают даже такие породы, как мраморы, кварциты, аплиты, гнейсы, амфиболиты и т. п. При этом происходят перекристаллизация вещества и появление новых минералов. При однородности физических свойств пород течение происходит рассредоточенно; в разнородных толщах оно сосредоточивается в слоях с наименьшей вязкостью. Заметить поверхности скольжения, свойственные пластической деформации, почти никогда не удается из-за происходящей одновременно перекристаллизации пород.

Складки течения обладают наименее правильными формами, с многочисленными раздувами, утолщениями и пережимами слоев. Их осевые поверхности могут быть ориентированы различным образом относительно первоначального положения слоев, но преимущественно в направлении течения (рис. 15.1, *д*).

В каждом из описанных выше типов складок присутствуют деформации, свойственные и другим видам складок. Нередко образование двух или даже трех типов складок может происходить одновременно. Например, в пластичном ядре диапировой складки могут возникнуть складки продольного изгиба и складки течения, а вмещающие породы в это время будут испытывать поперечный изгиб, выгибаясь вверх. Тем не менее каждому из видов складок присущ определенный характер перемещения вещества, что вместе с отмеченными выше морфологическими особенностями позволяет легко различать отдельные разновидности складок в природных условиях.

15.2. Геологические условия образования складок

Условия образования складчатости в земной коре весьма различны. Наиболее широко распространены складки, связанные с эн-

догенными движениями земной коры. Значительно реже и главным образом в самой верхней части земной коры возникают складки, обусловленные экзогенными процессами.

15.2.1. Эндогенная складчатость

Уже давно установлено, что образование складок, развитых в осадочных толщах верхней, приповерхностной, части земной коры, не сопровождается существенными изменениями первоначального состава пород. Эти складки Э. Арган назвал *покровными складками* или *складками чехла.*

Другую группу составляют складки, развитые в метаморфических толщах, в той или иной степени, а иногда и полностью перекристаллизованных и состоящих из кристаллических сланцев, амфиболитов, гнейсов и других подобных пород. Так как пространственное расположение вновь образованных минералов почти всегда согласно с элементами строения складок, можно предполагать, что перекристаллизация пород и складкообразование происходили одновременно в условиях высоких давлений и температур, соответствующих в земной коре глубине в несколько километров. Складчатость, возникающая в таких условиях, получила название *глубинной.*

Покровная складчатость. Самым широким распространением среди покровной складчатости пользуются складки регионального сжатия (компрессионные), возникающие в результате продольного изгиба слоистых толщ под воздействием горизонтально ориентированного стресса. Этот тип складок считался ярким показателем геосинклинального режима развития земной коры. Следует заметить, однако, что складчатость данного типа местами распространяется и на прилегающие части платформ (горы Атласа в Северо-Западной Африке, Юрские горы в Западной Европе, гряда Чернышева в Тимано-Печорской области и др.).

Складки регионального сжатия характеризуются четко выраженной линейностью, выдержанной ориентировкой осей, а также наклона осевых поверхностей складок — *вергентностью.* Примером могут служить складчатые комплексы Урала, Тянь-Шаня, Кавказа, Верхоянья (рис. 15.2). Это главный тип складчатости, называемый еще альпинотипным. Равное по площади и по форме распространение антиклиналей и синклиналей, согласная ориен-

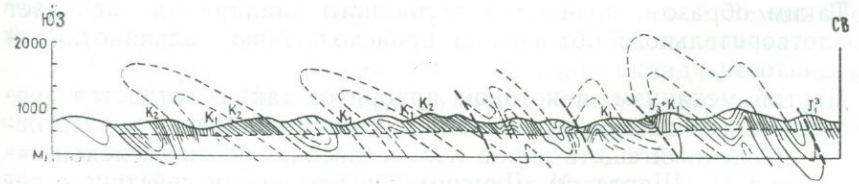


Рис. 15.2. Альпинотипная складчатость с южной вергентностью в Флишевой зоне Большого Кавказа, профиль по р. Алазань. По В. Н. Шолпо и др. (1993)

тировка осей складок и выдержанная вергентность указывают на региональное воздействие сжимающих сил в направлении, перпендикулярном к осям складок, и неизбежное при этом сокращение площади, занимавшейся осадочными породами до складкообразования.

В отношении образования складчатости регионального сжатия за последние 150 лет был выдвинут целый ряд механизмов. Их можно свести в две основные группы.

Представители первой группы связывали генезис региональной складчатости с вертикальными движениями, развивающимися внутри геосинклинали. Самые ранние высказывания такого рода относятся еще к 20-м годам XIX в. (Б. Штудер). Складчатость, по этим представлениям, образуется в результате внедрения магматических масс с соответствующими раздвигом и смятием слоев в складки. В недавнее время близкие представления на более современной основе развивались В. В. Белоусовым и его сотрудниками. Основная идея этой концепции, получившая название *«глубинного диапиризма»,* заключается в том, что в процессе регионального метаморфизма и гранитизации геосинклинальные отложения в осевых частях прогибов увеличиваются в объеме, уменьшают свою плотность и в связи с ограниченным на глубине пространством сжимаются в складки и поднимаются вверх в направлении наименьшего сопротивления, раздвигая и сминая породы периферических частей геосинклинали.

Эта концепция наталкивается на следующие основные возражения. Во-первых, микроструктурный анализ указывает на горизонтальную, а не вертикальную ориентировку усилий при образовании линейной складчатости. Во-вторых, не всегда складчатые сооружения имеют метаморфические ядра, в которых метаморфизм достигает амфиболитовой фации, обеспечивающей разуплотнение пород. И в-третьих, размеры этих ядер не соответствуют размеру сокращения поперечника складчатой зоны на периферии ядра, оказываясь заметно меньшими. В связи со вторым возражением было выдвинуто дополнительное предположение о том, что процесс разуплотнения может иметь место уже при катагенезе глинистых толщ в связи с превращением монтмориллонита в гидрослюду. Оказалось, однако, что на Большом Кавказе, на материале которого это было установлено, глинистые породы нижней — средней юры, образующие ядро складчатого сооружения, имели не монтмориллонитовый, а иллитовый состав.

Таким образом, концепция глубинного диапиризма не дает удовлетворительного объяснения происхождению альпинотипной складчатости.

Другой механизм, в котором приоритет также отдается вертикальным движениям, это механизм *гравитационной складчатости,* предложенный еще в конце XIX в. швейцарскими исследователями Альп (Г. Шардт, М. Люжон). Он вступает в действие в результате образования и роста горного сооружения, когда под влиянием силы тяжести слои начинают сползать с его свода вниз по

склонам, сминаясь в складки; срыв происходит по пластичным горизонтам разреза. Этот механизм имеет, несомненно, реальное значение, и им объясняется образование, в частности, флишевых покровов во Французских Альпах (флиш особенно податлив к сползанию благодаря тонкому переслаиванию глинистых и песчаных прослоев).

Однако в качестве главного универсального механизма образования складчато-покровных систем гравитационный механизм не подходит по ряду причин. Во-первых, хотя для гравитационного сползания достаточно уклона всего в первые градусы, такой уклон образуется лишь на позднеорогенной стадии развития подвижных систем, в то время как наиболее интенсивная складчатость их внутренних зон возникает уже на раннеорогенной стадии. Во-вторых, многие горные сооружения, например Карпаты, Кавказ, Урал, Гималаи, построены в основном моновергентно, т. е. складки и надвиги на обоих склонах сооружения наклонены в одну и ту же сторону, следовательно, на одном из склонов вверх, а не вниз по склону. В Карпатах лишь в самой нижней части южного склона надвиги направлены вниз по склону, но расположение слоев показывает, что это вторичное явление. Такое явление наблюдается на позднеорогенной стадии становления и других горных сооружений; в Альпах оно получило название *ретрошарьяжа,* т. е. обратного шарьяжа. В-третьих, если слои сползли под влиянием силы тяжести со свода, на самом своде они должны вторично отсутствовать, т. е. должна образоваться *зона тектонической денудации,* причем равновеликая зоне гравитационной складчатости в распрямленном виде. В действительности такие зоны обычно не обнаруживаются. Так, на Большом Кавказе, в его восточной осевой части, отложения нижней и средней юры не только не отсутствуют, но смяты в узкие и крутые складки. В Карпатах можно было бы предполагать существование зоны тектонической денудации — возможной родины флишевых покровов — в их внутренней зоне, но здесь возрастные аналоги флиша присутствуют и представлены более мелководными фациями.

Все эти причины заставляют признать гравитационный механизм складчато-надвиговых деформаций хотя и реальным, но явно второстепенным по отношению к главному фактору, вызывающему эти деформации.

Представители второй группы концепций происхождения региональной складчатости сжатия, в наиболее раннем толковании, связывали ее с общим сжатием, контракцией нашей Земли. Первоначально, до появления учения о геосинклиналях, они затруднялись объяснить неравномерность проявления складчатости на поверхности Земли. Позднее эта трудность казалась преодоленной — сжатию в процессе сокращения площади земной коры должны были в первую очередь подвергаться не утратившие свою пластичность мощные толщи геосинклинальных отложений, как бы раздавливаемые при этом сближающимися более жесткими платформенными глыбами. Однако этому представлению противоре-

чит, как впервые указал австрийский геолог О. Ампферер (1906), более раннее образование складок во внутренних зонах складчатых систем по сравнению с внешними, находящимися ближе или даже в контакте с платформенной рамой, откуда исходит давление.

В связи с этим О. Ампферер, а затем Г. Штилле, Э. Краус и другие выдвинули представление о поддвиге платформ под геосинклинальное выполнение, о «всасывании» последнего в глубину под влиянием нисходящих конвективных течений в мантии. Эта точка зрения нашла некоторое подтверждение в опытах американского геофизика Д. Григгса. Ее дальнейшим развитием являются представления о механизме складчато-надвиговых деформаций, принимаемые в современной тектонике плит.

Согласно этим представлениям, основными зонами таких деформаций являются зоны конвергенции литосферных плит, т. е. их субдукции или коллизии, где господствуют условия сжатия. При этом обстановка протекания деформаций сжатия несколько различна, с одной стороны, в зонах субдукции океанских плит под островодужные или континентальные плиты, с другой — в зонах поддвига континентальных плит (платформ) под складчатые сооружения.

В зонах субдукции осадки, поступающие в глубоководный желоб, если они не проскальзывают далее в глубину, то подвергаются смятию и наращивают снизу висячее крыло, т. е. континентальный или островодужный склон, формируя аккреционный клин. В основании этого клина образуется базальная поверхность срыва, а над ней слои сминаются в складки с осевыми поверхностями, полого наклоненными параллельно этой поверхности (рис. 15.3). Затем эта поверхность срыва перемещается вверх, под ней начинают снова накапливаться осадки, соскребаемые с пододвигающейся плиты, пока опять не образуется базальная поверхность срыва. Так последовательно формируются складчатые пакеты, ограниченные поверхностями надвигов; причем, как показало глубоководное бурение, возраст деформированных отложений и самих деформаций омолаживается

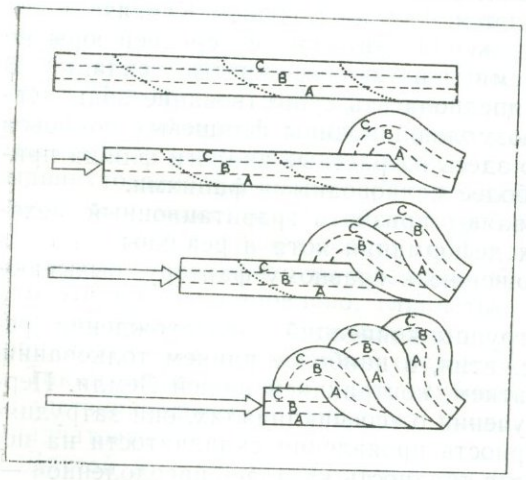


Рис. 15.3. Механизм формирования складчато-надвиговой структуры при срыве осадочных толщ с субдуцирующей океанской коры и образовании аккреционного клина. По Д. Сили и др., 1974

вниз по склону, т. е. соблюдается та самая закономерность, которая наблюдается в более древних складчатых системах, — омоложение деформаций к периферии. Изоклинально-чешуйчатые флишевые толщи южного склона Большого Кавказа, северного склона Карпат, Иньяли-Дебинской зоны Верхояно-Колымской системы, Восточного Сихотэ-Алиня — хорошие примеры таких древних аккреционных клиньев в висячих крыльях ВЗБ. На западном окончании Большого Кавказа и в современную эпоху можно наблюдать, по данным сейсмопрофилирования на дне Черного моря, продолжающийся поддвиг осадков под сооружение Большого Кавказа и, следовательно, продолжающееся наращивание этого сооружения.

Глубоководным бурением и детальным сейсмопрофилированием к настоящему времени хорошо изучены подобные аккреционные клинья на ряде современных активных океанских окраин, в частности в островодужном склоне желоба Нанкай у берегов Японии, на восточном окончании Алеутской дуги, у побережья штата Орегон (США), также в Тихом океане, против о. Барбадос в Атлантическом океане, у о. Тимор в Индийском океане, у побережья Макрана (Иран) также в Индийском океане. По мере развития аккреционного клина наряду с подошвенными срывами — пологими надвигами образуются несколько более крутые, но также наклоненные внутрь склона секущие надвиги, а затем и направленные вниз по склону гравитационные сбросы.

Другая обстановка, предусматриваемая тектоникой плит, для развития складчато-надвиговых деформаций — это обстановка поддвига кристаллического фундамента платформ под осадочный чехол бывшей пассивной континентальной окраины (отложения шельфа и континентального склона) и молассовое выполнение передовых прогибов. Ведущую роль в этом процессе играет пластовый срыв чехла по поверхности фундамента и отдельных частей разреза чехла и моласс по наиболее пластичным (глины, соли, гипсы) или водонасыщенным горизонтам. Встречая при этом упор, слои сминаются в складки, в дальнейшем нагромождающиеся одни на другие, образуя так называемые *дуплексы*. Этот процесс был хорошо изучен первоначально на примере Скалистых гор Канады А. В. Балли и другими, а затем выявлен и на Северном и Приполярном Урале В. В. Юдиным и особенно К. О. Соборновым. Он свойствен, очевидно, всем внешним зонам складчато-покровных сооружений и внутренним крыльям передовых прогибов, хорошо воспроизводится моделированием на ЭВМ (рис. 15.4) и графическим построением сбалансированных профилей, в которых соблюдается неизменность мощности и первоначальной длины слоев. На позднеорогенной стадии развития складчато-покровного сооружения, когда уже сформировался заметный горный рельеф, к усилиям общего сжатия добавляется сила тяжести, т. е. вступает в действие гравитационный фактор. Общее перемещение слоев по горизонтали вкрест простирания складчатой системы может достигнуть многих десятков и даже более 100 км. Именно таким

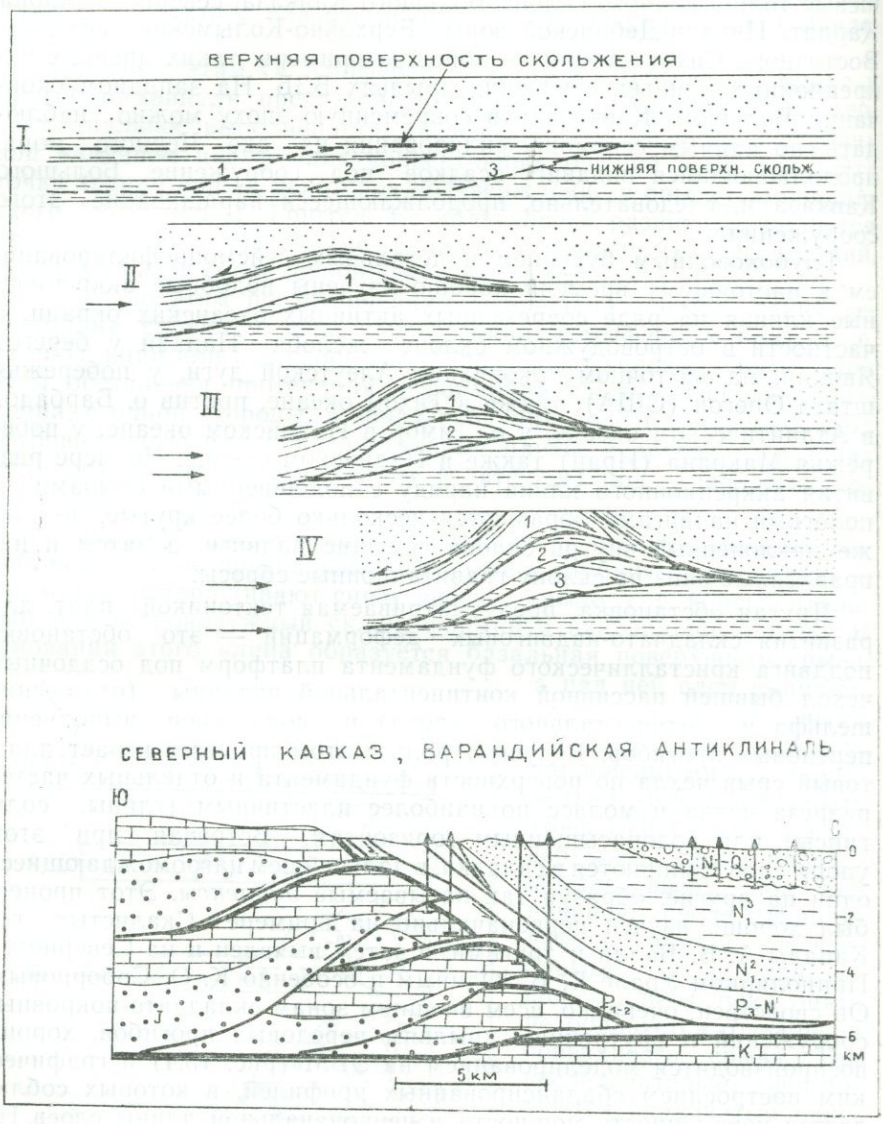


Рис. 15.4. Схема формирования чешуйчатой антиклинали (по П. Джонсу, 1982) и сбалансированный разрез Варандийской антиклинали на Северном Кавказе (по П. Джонсу, К. О. Соборнову, 1994)

образом объясняется образование складчато-надвиговой гряды Чернышева по другую сторону передового прогиба Приполярного Урала (В. В. Юдин) или складчатой зоны Юрских гор также с внешней стороны Предальпийского прогиба (Г. Лаубшер). В первом случае имел место срыв по соленосному горизонту верхов ордовика, во втором — также по соленосному верхнему триасу (кайперу). В процессе коллизии континентальных плит с окончанием поглощения океанской коры субдукция типа Б переходит в субдукцию типа А. Субдукция типа А имеет место, очевидно, и в интракратонных моногеосинклиналях, выражаясь в поддвиге океанской или переходной коры последних под нормальную континентальную кору их ограничения. То же могло иметь место в зеленокаменных поясах архея.

Складчатость регионального сжатия на платформах. Происхождение платформенной складчатости долго оставалось неясным. Многие считали, что платформенные складки обязаны своим возникновением блоковым подвижкам фундамента, т. е. его вертикальным движениям. Это породило представление о подавляющей массе локальных поднятий как об отраженных, глыбовых складках. Но вопрос о причинах поднятия самих блоков фундамента оставался по существу, без ответа — высказывались лишь самые туманные соображения о разуплотнении пород фундамента под влиянием каких-то процессов их преобразования. Этим предположениям противоречит, однако, характер гравитационных аномалий над такими блоками — положительных, а не отрицательных. К тому же основная часть платформенных складок относится к типу бескорневых — они не выражены на поверхности фундамента и даже в низах чехла.

Указывая на эти и другие особенности платформенных складок — их группировку в платформенные валы, параллельные периферическим складчатым системам, асимметрию с более крутыми крыльями, внешними по отношению к последним, М. А. Камалетдинов, Ю. В. и Т. Т. Казанцевы пришли к заключению, что платформенная складчатость также образуется вследствие регионального сжатия, направленного от складчатых орогенов. При этом сжатие передается вдоль компетентных, преимущественно карбонатных пачек, которые отслаиваются от нижележащих пачек и от фундамента вдоль некомпетентных пластичных глинистых пачек, испытывающих нагнетание в своды растущих антиклинальных изгибов. В разрезе Русской плиты (Волго-Уральская область) выделяется несколько таких пачек, с которыми может быть связано образование ее локальных поднятий.

Одним из убедительных доказательств большой роли тангенциальных напряжений сжатия в деформациях платформенного чехла является развитие в нем надвиговых структур. Классический пример — Жигулевский надвиг, описанный впервые А. П. Павловым и подтвержденный бурением (рис. 15.5); предполагается существование такого же надвига по северной периферии Оренбургского вала, давно известны надвиги вдоль северной окраины

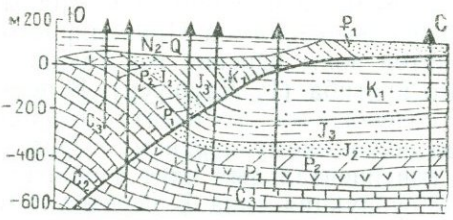


Рис. 15.5. Жигулевский надвиг по данным бурения. По В. Л. Лобзову и др. (1974)

Донецкого кряжа. Все они параллельны альпийскому складчатому поясу, хотя отстоят от него на сотни километров. Но на такое же расстояние распространяются исходившие от альпийского пояса деформации чехла в Западной Европе, включая вал Вилд-Пэи-де-Брэй в районе Ла-Манша и надвиг по северной периферии Гарца и Куявско-Поморский складчатый вал в Польше. Еще более яркий пример — яньшанская складчатость чехла Южно-Китайской и Китайско-Корейской платформ, параллельная Тихоокеанскому подвижному поясу и явно с ним связанная. Время проявления этих деформаций совпадает с аналогичными событиями в альпийском поясе. Однако следует отметить, что локализация и ориентировка складчатости в платформенных чехлах в определенной мере зависят от структуры поверхности фундамента. Так, платформенные валы развиты в ограничении авлакогенов; если последние узкие, то они тяготеют к их осевым зонам. Но авлакогены не обязательно простираются параллельно периферическим складчатым системам; в этом случае, очевидно, происходит разложение сил.

Не все платформенные складки являются бескорневыми, под некоторыми из них действительно выявлены поднятые блоки фундамента, что особенно характерно для молодых платформ. Очевидно, в этом случае напряжения передавались через фундамент, причем не всегда от периферии платформ; пример — Западно-Сибирская плита, не ограниченная активными орогенами. В подобной ситуации деформации могли порождаться внутриплитными напряжениями. Как теперь установлено, такие напряжения развиты повсеместно и отдаленно связаны либо с осями спрединга, либо с зонами коллизии, например в Скандинавии со спредингом Срединно-Атлантического хребта, а во Франции и Германии с коллизионным Альпийско-Карпатским поясом. Кроме того, имеются основания выделять особый тип складчатости, связанной с блоковыми деформациями фундамента.

Складки облекания (отраженная, штамповая складчатость) представляют собой поперечные изгибы в осадочном чехле, образующиеся при блоковых перемещениях фундамента. Этот тип складок характерен для платформ, отчасти межгорных и передовых (их внешние борта) прогибов.

В большинстве регионов складки облекания начинают формироваться одновременно с осадконакоплением при перемещениях блоков фундамента, разделенных разрывами. Это подтверждается закономерным уменьшением мощностей в сводах антиклиналей и их увеличением в синклиналях. Разрывы из фундамента могут проникать и в породы осадочного чехла; таким путем возникают

чередующиеся антиклинали и синклинали, разделенные продольными разрывами (обычно сбросами или взбросами), с уплощенными или плоскими замками и сравнительно крутыми крыльями. Такие складки получили название *горст-антиклиналей* и *грабен-синклиналей*. В ядрах горст-антиклиналей на поверхность нередко оказываются выведенными породы фундамента.

Размеры складок облекания различны. Наиболее крупные из них достигают 100 км и более. Форма складок изометричная, овальная или угловатая, коробчатая, реже линейная с асимметричным профилем, иногда подвернутыми крыльями. В их расположении часто (но не всегда) отсутствует общая ориентировка, а крылья складок наследуют направления разрывов фундамента. Поэтому нередко форма и ориентировка даже соседних складок, как и более мелких структур, могут быть различными.

Происхождение отраженных складок, как уже указывалось, вряд ли связано с разуплотнением блоков фундамента. Более естественно и, следовательно, более вероятно объяснение, предложенное П. Е. Оффманом, — неравномерное опускание разбитого на блоки фундамента при его общем погружении вследствие охлаждения литосферы. Такое происхождение могут иметь пологие малоамплитудные (десятки метров) складки северной части Волго-Уральской области, не параллельные Уралу (Е. Б. Риле). С этой точки зрения понятно и увеличение высоты складок с возрастанием размера погружения, и то, что эта высота на порядок меньше мощности осадков, т. е. общего размера погружения. Но наиболее резко выраженные складки могут быть связаны с региональным сжатием фундамента.

Приразрывные складки образуются при перемещении крыльев разрывов по наклонным сместителям. Чаще всего они развиваются в верхних активных крыльях взбросов и надвигов. Если же верхнее крыло сложено малопластичными, крепкими породами, в частности породами фундамента, то приразрывные складки могут возникнуть и в нижнем крыле под воздействием напора верхнего крыла.

Наиболее благоприятны в отношении образования приразрывных складок разрывы с наклоном сместителя от 40 до 60°. Вблизи сместителя в таких случаях образуются наклоненные или опрокинутые складки, ориентированные параллельно простиранию разрыва, частые вблизи сместителя и затухающие по мере удаления от него. От этих условий зависит и ширина полосы, захваченной приразрывной складчатостью. Обычно она невелика и складки быстро затухают в сторону от поверхности разрыва.

Особое место среди приразломных складок принадлежит *придвиговым складкам*, развитым на крыльях крупных сдвигов, например сдвига Сан-Андреас (рис. 15.6). Оси их образуют острый угол с линией сдвига, направленный обратно направлению смещения данного крыла. Аналогичное происхождение имеют складки Ферганской впадины (Б. Б. Ситдиков) и, вероятно, также Таджикской впадины.

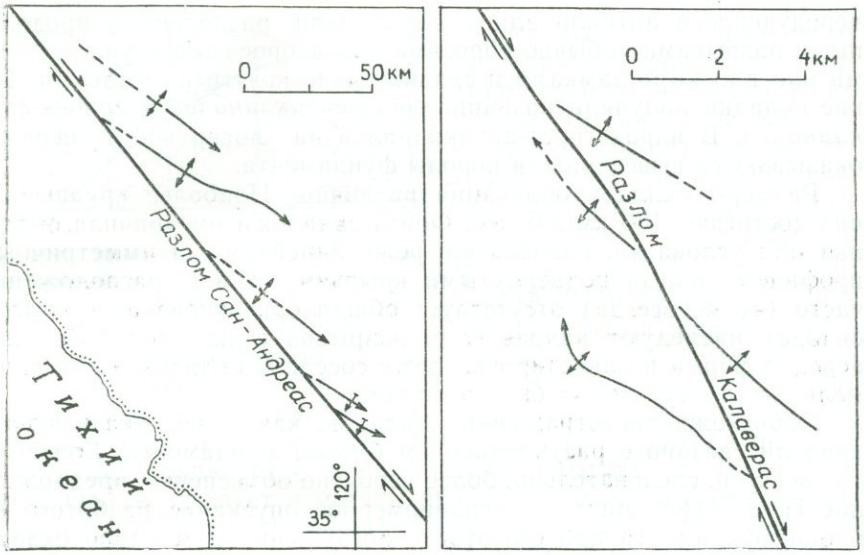


Рис. 15.6. Присдвиговые складки волочения разлома Сан-Андреас в Калифорнии и связанного с ним разлома Калаверас. И те и другие указывают на правостороннее смещение. По Дж. Муди и М. Хиллу (1960)

Складки, связанные с перемещениями магмы в земной коре. Вблизи контактов многих массивов интрузивных пород, возникающих как на значительных глубинах в форме батолитов, так и в непосредственной близости от гипабиссальных тел, во вмещающих породах развиваются складки продольного и реже поперечного изгиба, оси которых ориентированы согласно с очертаниями массивов. В плане эти складки обычно обтекают внешние контуры интрузивных тел, что нередко приводило к ложному заключению об их возникновении позже интрузивных пород, которые как бы раздавливали осадочные толщи в процессе складкообразования. В действительности образование таких складок связано с давлением магмы при ее продвижении в верхние части земной коры. Ширина пород, подвергающихся при этом складкообразованию, оказывается различной, зависит от площади массива и обычно не превышает первых километров. Складки вблизи небольших гипабиссальных тел образуют полосы в десятки и сотни метров шириной.

Диапировые складки (складки нагнетания) впервые были установлены румынским геологом Л. Мразеком в 1906 г. Они развиваются в осадочном чехле нередко независимо от строения фундамента и представляют собой антиклинальные структуры, образующиеся в слоистых толщах при внедрении в них пород, обладающих низкой вязкостью или низкой плотностью. Это соли, ангидрит, гипс, угли, глины, насыщенные водой, способные пластично деформироваться и течь в сторону меньшего давления или под влиянием собственного веса.

Наиболее широко среди диапировых складок развиты соляные купола и глиняные диапиры. В *соляных куполах* различают ядро, сложенное пластичными породами, и окружающие ядро и прорванные им менее пластичные и более тяжелые толщи (рис. 15.7). Внутренняя структура ядра характеризуется исключительно сложным строением. Слагающие его пластичные породы смяты в типичные складки течения, направленные к земной поверхности, слои при этом растягиваются, образуют сложные изгибы, раздувы и нередко разрываются. Вмещающие толщи у границ с ядром выгнуты вверх, сильно раздроблены, часто запрокинуты, нарушены многочисленными разрывами и поверхностями скольжения, по которым отдельные пачки и пакеты слоев отрываются и перемещаются вслед за ядром на значительные расстояния.

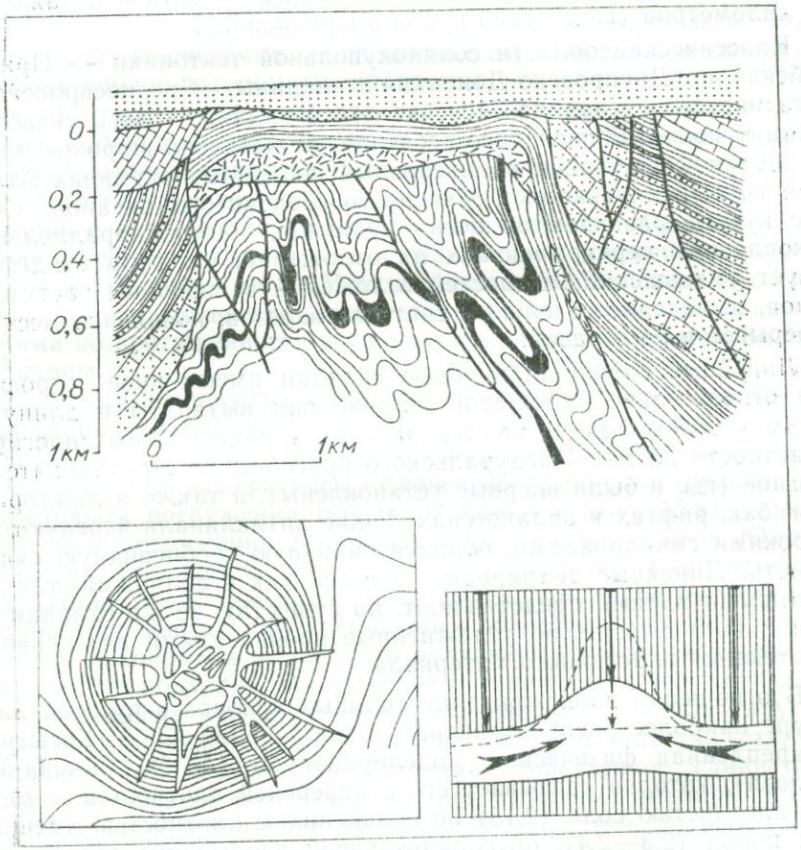


Рис. 15.7. Соляной купол в Клодове, Польша; в каменной соли, слагающей ядро, — сложная дисгармоничная складчатость течения (по М. Ксенжкевичу, Я. Самсоновичу, 1965). Внизу — радиальная и концентрическая системы сбросов на структурной карте соляного купола Клей-Крик, побережье Мексиканского залива (по Л. Паркеру, А. Мак-Доуеллу), а также схема образования соляного купола

Таким образом, в диапировых структурах сочетаются два вида складок: в активном ядре развиваются складки течения, а окружающие ядро толщи подвергаются поперечному изгибу. В зависимости от того, обнажается ядро на поверхности или нет, соляные купола делятся на открытые и закрытые. На поверхности солей в открытых куполах развивается соляная шляпа (кепрок), представляющая собой глинистую массу, вымытую из растворенных водой отложений. В сводах закрытых куполов нередко происходят проседание и дробление пород, покрывающих соляные массы, и купола в таких случаях принимают вид разбитой тарелки.

По очертаниям в плане соляные диапиры делятся на куполовидные и линейные. Куполовидные структуры имеют овальные и округлые очертания, поперечные размеры которых составляют 5—10 км и изредка могут достигать многих десятков и даже сотни километров (Индерский купол в Прикаспии).

Классические области солянокупольной тектоники — Прикаспийская и Днепровско-Донецкая впадины, Среднеевропейская мегасинеклиза, впадина Мексиканского залива. Здесь известны сотни куполов. В последнее десятилетие выявлено широкое развитие соляной тектоники на пассивных подводных окраинах Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Соляные купола развиваются очень медленно, обычно параллельно с накоплением перекрывающих их отложений. Об этом свидетельствует уменьшение мощностей отложений в сводовых частях куполов, выпадение отдельных свит из разрезов, появление местных перерывов и несогласий.

Линейные соляно-диапировые складки имеют иное строение: при относительно небольшой ширине они вытянуты в длину до 10 км и более. Такие складки развиты в ряде краевых прогибов, в частности на юге Предуральского прогиба, в Предкарпатском прогибе (где и были впервые установлены), а также в межгорных прогибах, рифтах и авлакогенах. Узкие антиклинали чередуются с широкими синклиналями, образуя типичную гребневидную складчатость. Линейные диапировые складки как с соляными, так и с глиняными ядрами представляют, по существу, те же складки регионального сжатия, но усложненные проявлениями интенсивного перетекания пластичного материала.

В отношении происхождения соляных куполов в русской литературе наиболее распространена точка зрения Ю. А. Косыгина, подкрепленная физическим моделированием (А. М. Сычева-Михайлова), которая связывает его с инверсией плотностей, с меньшей плотностью соли (2,15) по сравнению с плотностью вмещающих пород (2,3—2,4), обусловливающей всплывание соли из-под последних. Начальное условие — мощность соленосной толщи более 120 м и покрывающих отложений более 300 м. Эмбриональной формой соляного диапиризма являются «соляные подушки», раздувы соли без протыкания вышележащих слоев. При развитом диапиризме мощность соляных ядер может превышать 1 км.

Подтверждением механизма инверсии плотностей может служить практически горизонтальное залегание подсолевых отложений, например в Прикаспийской впадине, и неупорядоченное размещение соляных куполов. Следует, однако, указать, что на глубине соляные купола по периферии Прикаспийской впадины и над разломами (ступенями) фундамента на севере Германии и в Северном море сливаются в *соляные валы*, протягивающиеся на многие десятки, иногда более сотни километров. Это указывает на определенное влияние неровностей фундамента. Дополнительную роль в росте куполов играет возрастающая мощность надсолевых отложений в синклиналях по сравнению с куполами. Повышение пластичности соли с глубиной может быть обязано как литостатической нагрузке, так и повышению температуры. Тот факт, что развитие куполов происходит не только длительно, но и скачкообразно, и что эти скачки совпадают с фазами тектогенеза в смежных складчатых системах, не позволяет считать солянокупольную тектонику вполне автономным процессом.

На континентальных склонах пассивных окраин, как это установлено в Мексиканском заливе и у побережья Бразилии, в связи с уменьшением нагрузки вышележащих осадков и действием силы тяжести происходит выдавливание соли и ее стекание вниз по склону с образованием сложной складчатости. Масштаб этого явления (сочетание галокинеза и гравитации) в северном обрамлении глубоководной части Мексиканского залива (впадины Сигсби) настолько значителен, что созданная им зона дислокаций сравнима по протяженности и ширине с альпийским поясом Западной Европы.

Областями распространения *глиняных диапиров* являются в основном периклинальные, краевые и межгорные прогибы и современные аккреционные клинья над зонами ВЗБ. В бывшем СССР они наиболее широко развиты в Керченско-Таманском районе, на юго-восточном погружении Большого Кавказа (рис. 15.8) и северо-западном погружении Копетдага и в смежной с ними Южно-Каспийской впадине. С глиняным диапиризмом, как отмечал И. М. Губкин, тесно связан грязевой вулканизм, и оба явления характерны для многих нефтегазоносных областей. Для объяснения глиняного диапиризма и грязевого вулканизма механизм инверсии плотностей не подходит, ибо плотность глин не меньше плотности других осадочных пород. Но здесь вступает в действие другой мощный фактор, направленный противоположно силе тяжести, — *аномально высокое пластовое давление,* свойственное глинистым толщам с неотжатой водой. Кроме того, глиняные диапиры обычно образуются в обстановке регионального сжатия, которое само провоцирует нагнетание глин в своды антиклиналей. Поскольку оба эти условия — обстановка сжатия и аномально высокое пластовое давление — характерны для аккреционных клиньев, неудивительно, что глиняный диапиризм и грязевый вулканизм широко распространены именно в этих структурах. В них же встречается еще одна разновидность диапиров — *серпентинитовые диапиры,*

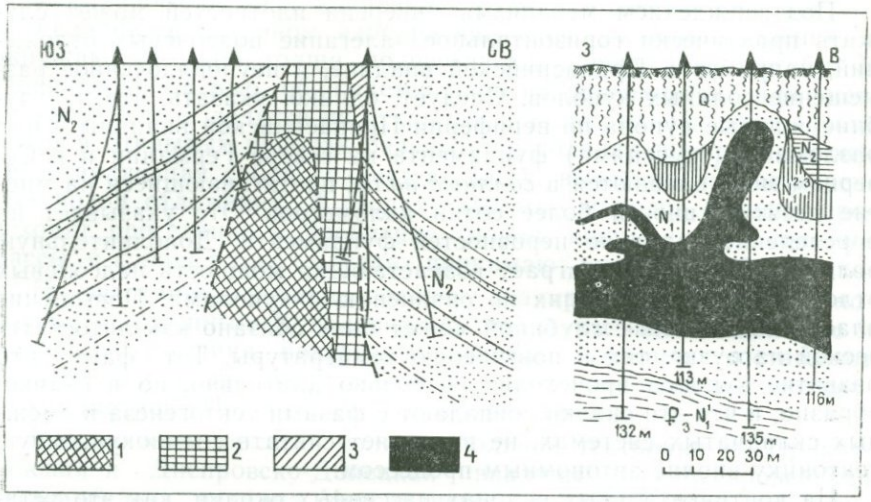


Рис. 15.8. Глиняный диапир в структуре поднятия Нефтяных камней на погружении Большого Кавказа (по Ф. И. Самедову, 1970) и угольный диапир Бабаевского месторождения в Южно-Уральском бассейне (по П. И. Ильину, 1960):

1—3 — глины эоцена—миоцена (*1* — коунской свиты, *2* — майкопской свиты; *3* — диатомовой свиты); *4* — бурый уголь нижнего миоцена

образующиеся за счет гидратации ультрамафических пород субдуцируемой океанской литосферы; они распространены, например, на внутреннем склоне Марианского желоба. Древние диапиры такого типа именуются *протрузиями;* они также широко распространены. Но протрузии серпентинитов возникают и вдоль трансформных разломов в связанных с ними желобах и известны, например, в Атлантическом океане.

Еще одно явление, родственное грязевому вулканизму, описано П. П. Иванчуком под названием *гидровулканизма,* а позже — американским геологом Р. У. Копфом под названием *гидротектоники.* Речь идет о поднятиях, осложненных густой сетью разрывов и трещин, созданных напором находящихся под аномально высоким давлением подземных вод. Хороший пример такой структуры — Дарвазский купол на Центральнокаракумском своде.

Кливаж[1]. Складчатость часто сопровождается кливажем. Макроскопически кливаж представляет собой параллельную делимость пород, напоминающую спайность в минералах. В породах разного состава и разной структурной позиции кливаж выражен по-разному. Он часто отсутствует в породах, смятых в самые сложные складки, а в пределах одной складки может присутствовать не в каждом слое или может быть выражен с неодинаковой ясностью и частотой в слоях разного состава и структуры.

[1] Автор параграфа В. А. Галкин.

Традиционно образование кливажа связывалось с чисто механическим процессом пластической деформации пород вдоль многочисленных поверхностей скалывания и срезывания. В настоящее время предпочтение отдается процессу *минералогической дифференциации* во время деформации. Дифференциация осуществляется путем растворения некоторых минералов, таких как кварц, кальцит, хлорит, в зонах нагруженных контактов обломочных зерен или крыльев развивающихся микроскладок, их переносе во флюиде и осаждении в зонах относительно низких напряжений — тенях давления зерен, в трещинах растяжения, в замках микроскладок. Остаточная концентрация слаборастворимых компонент, таких как слоистые силикаты, рудное вещество, органический материал, приводит к возникновению квазипараллельных зон пониженной механической прочности — *кливажных зон*. Кливажные зоны обособляют линзочки с повышенной механической прочностью — *микролитоны*. Кливаж развивается, совершенствуется во время деформации, процессы растворения под давлением сопровождаются чисто механическими эффектами скольжения вдоль кливажных зон, расплющивания микролитонов. Поэтому правильнее всего понимать кливаж как эволюционирующую *микротекстуру физико-химического происхождения,* имеющую то или иное макроскопическое проявление. Кливаж всегда формируется в парагенезе с минеральными жилами растяжения, бороздами нарастания и тенями давления и ориентирован перпендикулярно главным сжимающим напряжениям. Объемы перемещения и дифференциации вещества в процессе кливажеобразования могут достигать десятков процентов от первоначальных, а расстояния переноса — сотен метров и даже километров.

Классификации кливажа многочисленны и довольно сложны. Наиболее распространены морфологические классификации кливажа как микротекстуры или по его взаимоотношению со слоистостью и складками.

При микроскопическом описании выделяют две главные разновидности — *дизъюнктивный* кливаж и *крениляционный* кливаж, которым в отечественной терминологии соответствуют *межзерновой* кливаж и *кливаж плойчатости* (рис. 15.9). Межзерновой кливаж развит преимущественно в обломочных слабоизмененных породах, кливаж плойчатости — в метаморфизованных породах или аргиллитах с имеющейся ранней плоскостной текстурой.

Кливаж может развиваться раньше, во время или после складкообразования, быть локально проявленным или региональным. Довольно часто обнаруживается *послойный* кливаж, формирующийся до складчатости в процессе катагенетического преобразования и уплотнения пород или при тектонической деформации сжатия перпендикулярно слоистости. Региональный кливаж, связанный со складчатостью, развивается обычно на стадии продольного укорочения слоев еще до изгиба, при этом он оказывается ориентированным перпендикулярно сжатию и слоистости. Во время роста складок геометрические соотношения кливажа и слоистости изме-

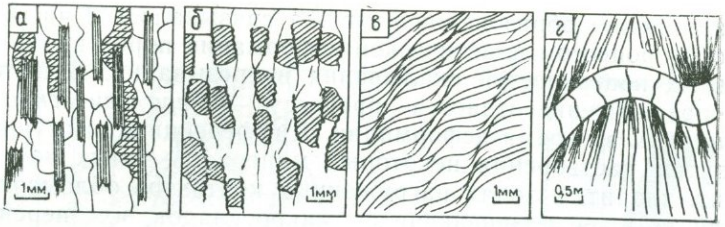


Рис. 15.9. Морфологические типы микроскопических плоскостных текстур: *а* — сланцеватость, *б* — межзерновой кливаж, *в* — кливаж плойчатости, *г* — преломление доскладчатых плоскостных текстур при изгибе слоев с разными механическими свойствами. По В. Г. Талицкому, В. А. Галкину, 1988

няются и характер этих изменений указывает на механизм деформации внутри и на границах слоев и пачек.

Если слои или пачки испытывают однородный изгиб со сплющиванием, скольжением вдоль кливажа, но без смещения по границам слоев, возникает *веерообразный* кливаж и *обратный веерообразный* кливаж. Если скольжение вдоль кливажа внутри слоев сопровождается скольжением по границам слоев, возникают различные типы *преломляющегося* кливажа (S- и Z-образный). Если главными механизмами деформации становятся сплющивание и скольжение по кливажу без существенного изгиба, формируется *параллельный (главный)* кливаж разной степени совершенства.

Некоторые авторы большое значение придают механизму роста складок за счет скольжения частей породы по секущему слоистость кливажу. При этом осевые плоскости складок оказываются параллельными кливажу. Такие складки получили в отечественной литературе название *«складок скалывания»*, или «кливажных складок». Как отдельные микролитоны, так и целые пакеты микролитонов («пакеты скольжения») скользят в таких складках в направлении касательных напряжений, значительно изменяя начальную мощность пород в сторону ее уменьшения на крыльях и увеличения в замках. Описанный механизм, несомненно, имеет место, однако он всегда сопровождается сплющиванием, а часто и небольшим, трудно определимым изгибом. Складки скалывания поэтому не могут рассматриваться как структуры, стоящие обособленно в общем ряду складок регионального сжатия.

Кливаж развивается в той зоне земной коры, где деформация за счет растворения и переотложения вещества преобладает над собственно метаморфическими изменениями минерального состава пород. Если метаморфические изменения и перекристаллизация преобладают, развиваются различные типы сланцеватости. Для *сланцеватости* характерна параллельная ориентировка различных слюд или других уплощенных минералов и макроскопически она часто почти неотличима от кливажа. В некоторых типах пород могут наблюдаться текстуры, имеющие признаки как кливажа, так и сланцеватости.

Оценки термодинамических условий образования кливажа указывают на средние глубины 2—6 км и невысокие уровни дифференциальных напряжений — до первых десятков мегапаскалей.

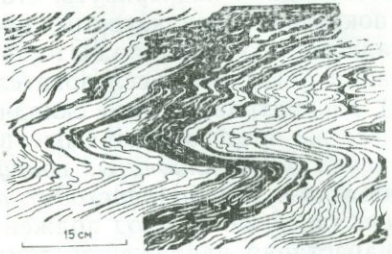


Рис. 15.10. Синметаморфическая складчатость течения в мигматитах, по В. В. Эзу (1978)

Глубинная (синметаморфическая) складчатость. Этот тип складчатости очень широко распространен, особенно в докембрийских толщах фундамента платформ и в ядрах складчатых сооружений фанерозоя. Складки данного типа — это складки течения, развившиеся под воздействием стресса при высокопластичном состоянии пород в условиях повышенных давлений и температур. Перемещение вещества происходит в виде вязкопластичного течения и одновременно охватывает всю массу пород (рис. 15.10). При разнородном составе слои с низкой вязкостью могут образовывать раздувы в замках антиклинальных складок, а при очень больших различиях в вязкости деформации принимают хаотический характер или образуют мелкую плойчатость.

Стресс, вызывающий образование глубинной складчатости, может действовать преимущественно в горизонтальном или вертикальном направлении. В первом случае возникает складчатость вертикального, а во втором — горизонтального течения.

Складчатость вертикального течения возникает под воздействием горизонтальных или близких к ним усилий и очень широко распространена. Основное значение в этом процессе имеют относительные перемещения крупных сегментов земной коры (литосферы) вдоль глубинных разломов, вследствие чего при общем горизонтальном сжатии огромные клинья земной коры (литосферы) выдавливаются вверх. Такая обстановка возникает, в частности, на границах литосферных плит. Складки вертикального течения характеризуются резко выраженной линейностью, острыми замками, крутым наклонным расположением осевых поверхностей, интенсивно развитой сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям, и кливажем.

Складчатость горизонтального течения возникает при действии стресса в вертикальном направлении и развивается при общих поднятиях вследствие перемещения вверх магматических масс. При встречном гравитационном сопротивлении толщи выжимаются в стороны, неравномерно перемещаясь в горизонтальном или наклонном направлении. Складки горизонтального течения обладают плавными очертаниями, крутым или вертикальным положением шарниров и таким же наклоном пород на крыльях. Поверхности кливажа располагаются субгоризонтально.

Необходимо подчеркнуть, что не существует четкой грани между покровной складчатостью продольного изгиба и глубинной складчатостью как складчатостью сдвига — течения, и не без основания некоторые исследователи (Е. И. Паталаха, Ю. В. Миллер) рассматривают всю складчатость как складчатость течения, что все же представляется преувеличением. Но несомненно, в *направлении ядер складчатых сооружений и с глубиной складчатость продольного изгиба переходит в складчатость вертикального течения;* такой же переход должен происходить и во времени, по мере нарастания напряжений, температур и давления флюидов, содержащихся в осадках. В этом смысле определенное зерно истины содержится и в концепции «глубинного диапиризма» — переход вертикального течения в осевых зонах складчатых сооружений в латеральное смещение слоев на их периферии, но с тем принципиальным отличием, что сам вертикальный восходящий поток обусловливается региональным сжатием и сдвигом на границе схождения (конвергенции) литосферных плит, в зонах субдукции обоих типов и коллизии плит. Причем этот поток ориентирован обычно не строго вертикально, а наклонно, и отличия между складчатостью вертикального и горизонтального течения не абсолютны. Скорее, напротив, один вид складчатости течения переходит в другой и по латерали, например при образовании складок нагнетания, когда в синклиналях поток ориентирован горизонтально, а в ядрах антиклиналей вертикально, и по вертикали — вертикальный поток близ поверхности превращается в горизонтальный, что наблюдается при образовании шарьяжей.

Региональная смена складчатости продольного изгиба складчатостью течения совпадает с появлением кливажа течения и началом метаморфизма. Но еще раньше собственно складчатость продольного изгиба сменяется «складчатостью скалывания» с секущим кливажем. Эти изменения происходят и по вертикали на определенных уровнях, положение которых зависит от геотермического градиента. Соответственно выделяются этажи деформаций, которые не следует путать со структурными этажами, хотя каждый структурный этаж может достигать в своем развитии определенного этажа деформаций и не более.

Следует отметить, что складчатость продольного изгиба сменяется «складчатостью скалывания» и сдвига — течения в первую очередь вдоль зон крупных разломов; это объясняется понижением вязкости пород в этих зонах. Переход к складчатости течения наблюдается сначала в пачках наиболее пластичных, некомпетентных пород (глины и пр.), где возникают складки волочения. В результате в крупные складки компетентных пород оказываются вписанными пласты с мелкой прихотливой складчатостью пород некомпетентных. Это явление получило название *дисгармоничной складчатости.*

Метаморфические толщи обычно испытали сложные деформации с проявлением нескольких их фаз при изменяющихся полях напряжений. Этим обусловлено практически повсеместное проявление

ление в них *наложенной складчатости*, т. е. повторное, неоднократное смятие слоев в складки разных форм, ориентировки и размеров. При этом более ранние складки не исчезают бесследно, а лишь маскируются более поздними, оказываются как бы включенными в более позднюю складчатую структуру (рис. 15.11). Разработана специальная методика, позволяющая расшифровать последовательность фаз деформаций, образования кливажа, сланцеватости, линейности и фаз метаморфизма и их соотношений во времени. В русской литературе эта методика освещена в руководствах А. Н. Казакова (1976) и В. В. Эза (1978).

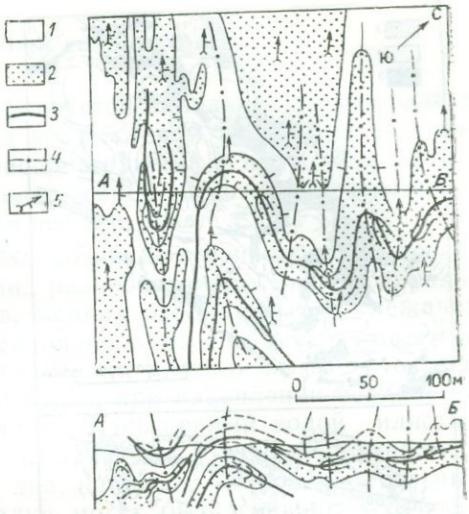


Рис. 15.11. Наложение складчатости в метаморфических толщах архея (беломорский комплекс, Северная Карелия), по Б. И. Кузнецову, 1969, упрощено: *1* — гнейсы; *2* — амфиболиты; *3—4* — осевые поверхности складок (*3* — ранних, *4* — наложенных); *5* — направление погружения шарнира, черточка обозначает наклон осевой поверхности

Гранитогнейсовые купола и валы. Особой и очень важной формой синметаморфической складчатости являются гранитогнейсовые купола и валы. Они представляют собой обычно довольно крупные (десятки и нередко более сотни километров в поперечнике) и в общем пологие поднятия, образованные гранитогнейсами (рис. 15.12). В их ядре залегают граниты анатектического происхождения, а по периферии куполов и валов развиты метаморфические сланцы убывающей степени метаморфизма. Комплекс таких сланцев во многих случаях отделен от гранитогнейсового ядра поверхностью первичного несогласия. Такие купола, впервые описанные в северо-западном Приладожье финским геологом П. Эскола (автором понятия о метаморфических фациях), получили название *окаймленных куполов*[1]. На контакте их оболочки и ядра может наблюдаться явление, называемое «эффектом Седергольма» — по имени другого крупного финского геолога, занимавшегося изучением докембрия. Оно заключается в том, что базальный конгломерат оболочки содержит гальку гранитогнейсов и гранитов, тождественных породам ядра, а вместе с тем эти гранитоиды могут прорывать образования оболочки, оказываясь, таким образом, одновременно и древнее и моложе последних. Объясня-

[1] Особой разновидностью таких куполов являются купола, оболочка которых первично залегала на гнейсовом фундаменте в виде аллохтона. Аналогичные структуры описаны в Восточной Финляндии, и к ним, вероятно, относятся купола Восточно-Уральской зоны поднятий.

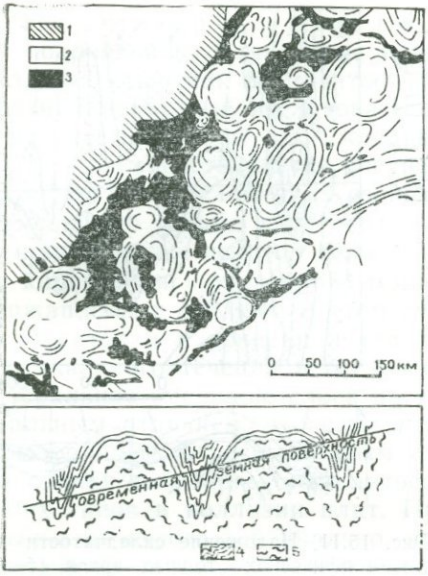


Рис. 15.12. Гранитогнейсовые купола Родезийского массива, архей (по А. М. Макгрегору, 1951). Внизу — форма гранитогнейсовых куполов в вертикальном сечении, Балтийский щит, нижний протерозой (по Н. Эдельману, 1960).

1 — чехол молодых отложений; *2* — граниты; *3* — кристаллические сланцы; *4* — гнейсы; *5* — мигматитовые граниты

ется это тем, что породы ядра первично представляли собой фундамент (а оболочка — чехол), но затем подверглись ремобилизации, т. е. повторному разогреву с переходом в пластичное и даже расплавленное (граниты) состояние.

Само образование куполов и валов обязано тому же явлению инверсии плотностей, что и образование соляных куполов, — слагающие их ядра гранитогнейсы и граниты легче вмещающих их метаморфических пород и поэтому всплывают из-под них, когда низы метаморфизуемой толщи достигают амфиболитовой ступени метаморфизма и подвергаются гранитизации. В то время как породы ядер куполов и валов залегают полого, метаморфические образования их крыльев оказываются смятыми в мелкие сжатые складки, как правило, с вергентностью, направленной к ядру купола. При этом материал оболочки куполов как бы выжимается из межкупольных пространств и набегает на их своды. Гранитогнейсовые купола чрезвычайно широко распространены в раннедокембрийском фундаменте платформ. Они нередко встречаются и среди чехла раннепротерозойских протоплатформ (Алданский щит, Западная Австралия), где представляют выступы их ремобилизованного архейского фундамента; то же наблюдается и среди рифейских чехлов. Нередки купола и валы и в осевых зонах позднедокембрийских и палеозойских складчатых сооружений (например, восточного склона Урала и Аппалачей), но в мезокайнозойских системах встречаются уже как исключение (Забайкалье, Канадские Кордильеры). Большая редкость этих структур в молодых сооружениях объясняется двумя факторами: меньшей эродированностью последних (гранитогнейсовые купола образуются на глубине порядка 10 км) и убыванием теплового потока со временем (в раннем докембрии он был в 3—4 раза выше современного).

15.2.2. Экзогенная складчатость

К экзогенной складчатости относятся складки, образующиеся вблизи земной поверхности под воздействием различных экзогенных процессов. Они широко распространены в природе и их нередко путают с эндогенными складками. К некоторым из экзогенных складок приурочены залежи нефти и газа.

Подводно-оползневые складки возникают при оползании осадков на дне бассейна и имеют вид разнообразных смятий, спирально закрученных линз и комьев, мелких опрокинутых и лежачих складочек, языковидных и беспорядочно перепутанных натеков, нередко разорванных и смещенных. Эти явления вызываются подводными оползнями, развивающимися при накоплении осадков на наклонных участках дна водоемов. Насыщенный водой илистый или песчаный осадок может течь даже при уклоне поверхности в 3°. На более крутых участках дна, например на континентальных склонах морей и океанов, осадки могут быть сорваны со своего основания и перемещены на многие десятки километров, что теперь установлено на ряде участков подводных окраин Атлантики. Способствуют этому процессу землетрясения.

Изменения, которые могут возникать в толщах, затронутых подводными оползнями (например, флишевых), выражаются в увеличении мощности осадков в более глубоких частях дна и ее уменьшении на тех участках бассейна, откуда сползают осадки, в перекрытии более молодых осадков ранее отложившимися, смещении фаций, в результате которого более мелководные отложения оказываются среди глубоководных, появлении местных несогласий и в других явлениях. Такие же складки, но в меньшем масштабе возникают при оползневых процессах и в наземных условиях.

Складки осадочного облекания. Изгибы слоев, имеющие все внешние признаки складок, но не связанные с деформацией горных пород, т. е. фактически псевдоскладки, образуются в результате отложения осадков на неровном ложе дна водоемов с первичным наклоном слоев от выступов рельефа к смежным понижениям. Особенно часто подобные складки возникают в отложениях, перекрывающих рифовые массивы. Такие складки широко распространены в палеозойских отложениях Волго-Уральской области Русской плиты и вмещают здесь залежи нефти. Следует также отметить первичные наклоны и изгибы, развивающиеся в подошве лав и в других вулканогенных образованиях, накапливающихся на склонах наземных и подводных вулканов. Первичные наклоны в этих породах существуют всегда и нередко достигают 20—30°, но обычно не превышают 3—5°.

Складки уплотнения образуются в стадию диагенеза (и катагенеза) вследствие неравномерного уплотнения пластичных пород, в основном глин, над выступами погребенного рельефа, рифовыми массивами, линзами песков (например, ископаемыми барами).

Они тоже распространены в основном на платформах, в частности в Волго-Уральской области, а также на внешних крыльях краевых прогибов (Предкарпатского, Западно-Кубанского и др.).

Складки разбухания возникают в фазу гипергенеза при увеличении объема пород, в частности вследствие гидратации ангидрита и перехода его в гипс (гипсовые купола), или при попеременном увеличении объема воды при ее замерзании и уменьшении — при таянии льда (криотурбации). Гипсовые купола известны во многих платформенных районах (Прибалтика, Туркмения и др.) и краевых прогибах (Предуральский, Кубанский прогибы); они образуются обычно на глубине не более 100 м и имеют в диаметре десятки, реже сотни метров. Криотурбации развиты в зоне вечной мерзлоты и областях древнего покровного оледенения; отдельные их формы имеют очень небольшие размеры, обычно измеряемые метрами.

Складки оседания представляют противоположность складкам разбухания и образуются вследствие растворения пород — известняков, доломитов, гипсов, ангидритов в зонах развития карста (например, так называемые дизъюнктивные мульды на юге Предуральского прогиба) либо вследствие выноса из глубины сопочной брекчии в районах грязевого вулканизма («синклинальные вдавленности» Керченского полуострова и сходные формы на Юго-Восточном Кавказе и в Западной Туркмении). К этой же категории относятся структуры проседания, развивающиеся в районах наземной вулканической деятельности на месте интенсивного накопления ее продуктов (Индонезия, Карпаты, Кавказ и др.).

Складки выпирания по механизму образования сходны с диапировыми и подобно последним относятся к складчатости нагнетания (течения), но возникают они в приповерхностных условиях вследствие снятия нагрузки вышележащих пород на глинистые толщи в речных долинах. Подобные складки чрезвычайно широко распространены в Среднем Поволжье, где иногда их принимают за «настоящие», т. е. эндогенные, складки.

Гляциодислокации. В северных широтах довольно многочисленную группу деформаций составляют складки, вызванные напором движущихся материковых льдов или выжиманием пластичных пород под весом льда в краевой части ледника (гляциодислокации). Развиты такие складки преимущественно в молодых кайнозойских и мезозойских отложениях, на тех участках, где они гипсометрически приподняты (например, Каневские дислокации на Днепре; рис. 15.13). Встречая на своем пути выходы относительно жестких пород (известняки, мел), ледник отделял от них крупные глыбы толщиной до десятков метров и площадью до нескольких квадратных километров и нередко перемещал на расстояние многих десятков и даже сотен километров. Такие ледниковые отторженцы широко развиты в Ленинградской области (Дудергофские высоты), Прибалтике, Белоруссии.

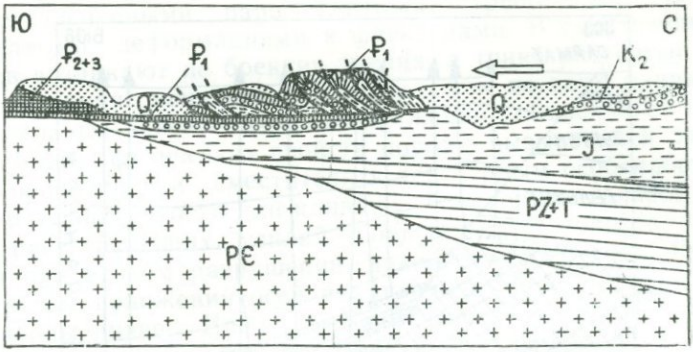


Рис. 15.13. Гляциодислокации в районе г. Канева на Днепре (по В. И. Славину)

15.3. Коровые разрывы

Морфология и происхождение разрывных структур земной коры изучены более детально, чем складчатые деформации. Этому прежде всего способствуют сравнительно легкая воспроизводимость разрывов в опытах с реальными горными породами и применимость основных положений физики твердого тела к природным условиям разрушения горных пород.

Ниже основное внимание уделено разрывам, сопровождающимся заметным перемещением разделенных ими блоков пород или более крупных участков земной коры. Классификация разрывных нарушений в морфологическом и генетическом плане однозначно разработана уже давно и основана на кинематических параметрах. Среди коровых разрывов выделяют сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и покровы (шарьяжи).

Сбросы. К сбросам относят разрывы, в которых поверхность сместителя наклонена в сторону опущенных пород (рис. 15.14). Из соотношения движения блоков, разделенных сбросами, устанавливается, что между крыльями этих структур образуется «зияние» (горизонтальная амплитуда), другими словами, разорванные слои как бы отходят друг от друга, что возможно лишь в условиях растяжения.

Как известно, растяжение может быть хрупким (отрыв) или вязким (скалывание). В земной коре в обоих случаях действует, кроме того, сила тяжести.

При образовании сбросов в условиях хрупкого разрушения пород отрыв происходит практически мгновенно, но последующее смещение крыльев может продолжаться в течение значительного интервала времени — многие тысячи и миллионы лет. При этом происходит разрядка напряжений в прилегающих к разрыву породах, чем и обусловлены относительно большие расстояния между крупными разрывами. Действие растягивающих усилий на ранних стадиях вызывает развитие трещин отрыва, в зонах концентрации

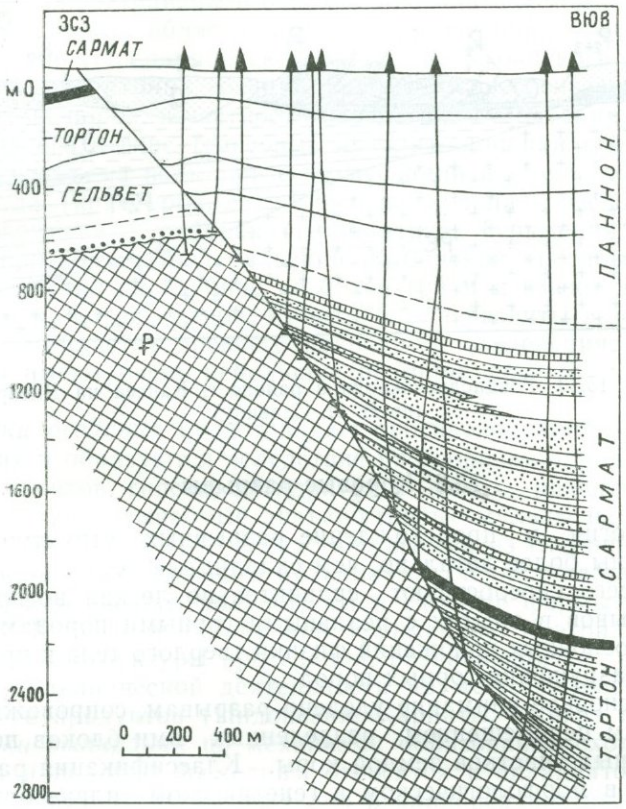


Рис. 15.14. Прослеженный буровыми скважинами сброс со смещением более 2 км на северо-западном борту Венского бассейна, по Р. Яношеку, Е. Браумюллеру (1951)

которых при дополнительном воздействии силы тяжести и происходит образование сбросов, нередко сопровождаемых раздроблением пород и брекчиями трения. Наиболее обычны условия в земной коре, при которых сбросы возникают под воздействием растягивающих усилий, ориентированных горизонтально, что приводит к вертикальному или крутому положению сместителей. При ином расположении направления растяжения сбросы могут быть и наклонными, что часто наблюдается у разрывов, оперяющих крупные нарушения.

Сбросы, образующиеся при вязком разрушении пород в условиях преобладающих растягивающих усилий, развиваются по одному из направлений максимальных касательных напряжений. Нарастание амплитуды смещения происходит постепенно и нередко при нагрузках ниже пределов прочности пород вследствие ползучести. Образующиеся разрывы могут быть сближенными и сопровождать-

ся многочисленными параллельными трещинами скалывания, складчатыми деформациями и флексурами. В сместителях таких сбросов возникают не брекчии трения, а тонко растертые милониты. Реализация смещения по одному, а не по двум направлениям максимальных касательных напряжений объясняется влиянием анизотропии физических свойств пород, вызывающей приспособление ориентировки сместителя к текстурным особенностям, слоистости, сланцеватости или кливажу. При горизонтальной ориентировке растягивающих усилий бóльшая часть сбросов, образующихся при вязком разрушении, наклонена под углом 45—60°, но при другом положении осей напряжений сбросы могут быть ориентированы иначе. Давно уже замечено, что с глубиной крутые сбросы выполаживаются, что объясняется изменением напряженного состояния пород, усилением влияния всестороннего давления и переходом хрупкого разрыва в вязкий. Так образуются *листрические сбросы,* на глубине нередко сливающиеся в одну горизонтальную, поверхность срыва. Они характерны для рифтогенных окраин континентов и областей континентального рифтогенеза.

Сбросы, возникающие и развивающиеся одновременно с накоплением осадков, получили, как и складки, название конседиментационных, а позже осадконакопления — постседиментационных. В конседиментационных сбросах на поднятых крыльях мощности пород сокращены и отдельные стратиграфические горизонты могут выпадать из разреза. В противоположность этому на опущенных крыльях мощность пород увеличивается, наблюдаются более полные стратиграфические разрезы и относительно более мелкообломочные и глубоководные фации. В постседиментационных сбросах мощности пород и фации в разных крыльях не обнаруживают различий.

Существенны различия и между *синтетическими и антитетическими сбросами:* в первых направление наклона согласуется с наклоном слоев, во вторых оно противоположно.

Помимо описанных, на земной поверхности широко распространены сбросы, связанные с действием одной силы тяжести. Такие сбросы ограничивают оползни, обвалы и относятся к числу экзогенных дислокаций, ибо вызываются подмывом берегов рек, озер, морей. Сбросы могут вызываться также землетрясениями. К ним относятся *сейсмодислокации* Прибайкалья, Кавказа и других регионов.

Взбросы. К взбросам относятся разрывные нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону приподнятых пород. Характерно перекрытие одного крыла другим, указывающее на сближение крыльев в обстановке сжатия. Последнее вызывается горизонтальными сжимающими усилиями, нередко превышающими предел прочности пород. Взбросы представляют собой вязкие разрывы и ориентированы в направлении максимальных касательных напряжений, в связи с чем их сместители имеют преимущественно пологое положение; если же силы, вызывающие сжатие, ориентированы не горизонтально, а под углом к горизонту,

сместители могут иметь и иную ориентировку. В зонах линейной складчатости взбросы развиваются по двум или реже одному направлению, под некоторым углом к ориентировке осей складок. С глубиной, по мере увеличения всестороннего давления, они переходят в горизонтальные сдвиги.

Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, охватывающими значительные территории. Широко распространены системы сбросов и взбросов, называемые грабенами и горстами.

Грабены представляют собой линейные структуры, образованные сбросами, центральные части которых опущены и на поверхности сложены породами более молодыми, чем в поднятых краевых частях.

По отношению ко времени формирования пород выделяют наложенные и конседиментационные грабены. Наложенные грабены развиваются в ранее образовавшихся толщах горных пород, нередко смятых в складки и прорванных интрузиями. Мощности пород в их центральных и периферических частях остаются одинаковыми, изменения фаций и состава пород не происходит.

Конседиментационные грабены имеют более сложное строение. В их центральных частях накапливаются мощные толщи пород, совершенно отсутствующих или имеющих меньшую мощность, чем в периферических участках. Приподнятые древние породы, обнажающиеся на краях грабенов, нередко служат источником сноса обломочного материала, накапливающегося в их погруженных частях, а вдоль ограничивающих разломов могут происходить излияния базальтов. Таковы, например, триасовые грабены Зауралья и Аппалачей. Конседиментационные грабены развиваются в течение длительного времени, иногда на протяжении десятков миллионов лет. Встречаются также односторонние грабены или грабены, ограниченные не сбросами, а взбросами, которые называют *рампами.*

К *горстам* относят линейные структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем в краевых частях. Горсты, как и грабены, могут развиваться как позже процессов осадконакопления, накладываясь на уже сформировавшиеся структуры, так и одновременно с осадконакоплением. В последнем случае образование осадков осуществляется в краевых частях горстов за счет разрушения и размыва их приподнятых центральных участков. Наиболее распространены горсты относительно небольших размеров — от единиц до десятков километров при ширине в сотни метров. Примером могут служить позднепалеозойские горсты и горст-антиклинали Сарысу-Тенизского поднятия в Центральном Казахстане.

При образовании грабенов и горстов, ограниченных сбросами, на горные породы действует двойное усилие: общее растяжение и сила тяжести. Последняя вызывает погружение центральных частей грабенов и крыльев горстов, в то время как поднятые части структур могут сохранять стабильное положение. Особенно часто

грабены, ограниченные сбросами, развиваются в сводовых частях соляных куполов, в надсолевой толще.

Сдвиги. К сдвигам относятся разрывы, смещение по которым происходит в горизонтальном направлении по простиранию сместителя. Различают правые и левые сдвиги. Уменьшение амплитуды сдвига в горизонтальном направлении обычно происходит путем его расщепления на мелкие сдвиги и сбросы или другие компенсационные разрывы, создающие структуры типа «конского хвоста». Сдвиги могут заканчиваться и у поперечных к ним надвигов, с которыми они образуют сопряженные пары — *динамопары*. Очень часто смещение крыльев в разрывах происходит не строго вверх или вниз по поверхности сместителя и не в горизонтальном направлении, а косо по отношению к горизонту. В разрывах появляются как сдвиговая, так и сбросовая или взбросовая составляющие и разрывы относятся к *сбросо-сдвигам и взбросо-сдвигам*. Очевидно, что сбросо-сдвиги образуются в условиях сочетания сдвига и растяжения, а взбросо-сдвиги — сдвига и сжатия. Первый случай в англоязычной литературе именуется *транстенсией* (transtension), второй — *транспрессией* (transpression). Как то, так и другое — весьма распространенные явления.

Образование сдвигов вызывается воздействием на горные породы противоположно направленных сил, а сам разрыв может быть хрупким или вязким. Хрупкие сдвиги широко развиты в чехле платформ, а вязкие — в складчатых областях как поперек, так и под углом к простиранию складок. Для складчатых систем очень характерно развитие сопряженных систем диагональных правых и левых сдвигов, в широтных системах северо-западной и северо-восточной ориентировки, однозначно указывающих на обстановку регионального сжатия в направлении, поперечном к простиранию системы. Такие сдвиги типичны, например, для Западного Копетдага.

К настоящему времени выяснилось широкое распространение *вязких сдвигов*, преимущественно в областях, затронутых региональным метаморфизмом. Эти сдвиги характеризуются большой шириной (километры) затронутой ими зоны, отсутствием единой плоскости разлома, вместо которой наблюдается ряд параллельных, подставляющих друг друга смещений, отсутствием брекчий трения и милонитов; последние замещаются ультра- и бластомилонитами. Иногда вдоль таких сдвигов появляются гранитные тела.

Особенно сложное строение имеют региональные сдвиги, развитые в осадочном чехле под влиянием горизонтальных перемещений в фундаменте. В чехле над глубинными сдвигами появляются складки и мелкие разрывы, сдвиги и раздвиги, расположенные кулисообразно к их общей ориентировке (рис. 15.15).

При изменении (изломе) простирания сдвига происходит как бы его расщепление с образованием в промежутке впадины. Такие впадины нередко достигают значительных размеров и в англоязычной литературе получили название pull-apart basin *(сдвигово-*

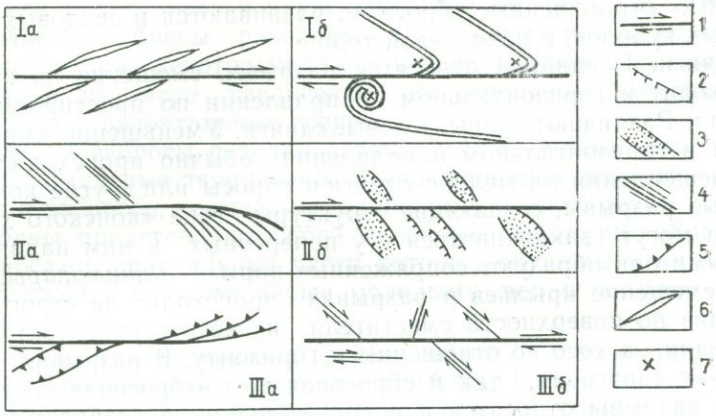


Рис. 15.15. Характерные деформации на крыльях сдвига (для случая правостороннего смещения). По М. Г. Ломизе (1990).
I — складки волочения: эшелонированные (кулисные) системы складок с горизонтальным шарниром (*Iа*) и складки с вертикальным шарниром, в том числе структуры закручивания (*Iб*); *II* — структуры растяжения: дайки и жилы по трещинам отрыва, в том числе системы типа «конского хвоста» (*IIа*), оперяющие сбросы и грабены (*IIб*); *III* — вторичные структуры скола: оперяющие взбросы и взбросо-надвиги, в том числе системы типа «конского хвоста» (*IIIа*), оперяющие сдвиги (*IIIб*).
1 — сдвиги; *2* — сбросы; *3* — грабены; *4* — дайки и жилы; *5* — взбросы и взбросо-надвиги; *6* — ось линейной складки в плане; *7* — то же, в поперечном сечении

раздвиговая впадина). К ним некоторые исследователи относят грабен Японского моря, грабен оз. Байкал.

Раздвиги. По предложению В. В. Белоусова, разрывы, в которых перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва, следует относить к раздвигам. По мере разрастания раздвига увеличивается зияние между его крыльями. Раздвиги чаще, чем другие виды разрывов, оказываются заполненными магматическими породами и минералами. С ними связаны как одиночные вертикальные дайки, заполняющие сместители, так и целые дайковые рои. Растяжение, вызывающее образование раздвигов, охватывает всю массу горных пород. Если после образования раздвига напряжения по соответствующему направлению уменьшатся или исчезнут, а растягивающие усилия по перпендикулярному направлению сохранятся, может возникнуть новая система поверхностей отрыва, нормальная к ранее образовавшейся. Именно так следует объяснять формирование пересекающихся под прямым углом поясов позднепалеозойских даек в Северном Прибалхашье или триасовых долеритовых даек в Тунгусской синеклизе. С растяжениями и раздвигами в сводах над магматическими очагами связано появление многочисленных кольцевых и радиальных даек, часто обрамляющих округлые и овальные гранитоидные массивы с небольшой глубиной эрозионного среза. Типичными

раздвигами небольшого масштаба являются исландские «гьяу» — зияющие трещины шириной в несколько метров и неизвестной глубины. Такие же образования обнаружены в рифтовых зонах Срединно-Атлантического хребта и Красного моря.

Надвиги. Все рассмотренные выше разрывы характеризуются хрупким отрывом или вязким разрушением горных пород без значительных предварительных пластических деформаций. Существуют, однако, широко распространенные разрывы, возникающие и развивающиеся параллельно с образованием складок. По морфологии они близки к взбросам и составляют особую группу разрывов. Развиты надвиги преимущественно в сильно сжатых наклонных или опрокинутых складках. Если складки сложены относительно однородными породами, надвиги возникают в их ядрах и ориентированы параллельно осевой поверхности. В неоднородных толщах они могут развиваться и в крыльях, по границам пластичных пород. Такие надвиги распространены, например, среди меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат, где они сосредоточены в нормальных крыльях опрокинутых складок, в кровле или подошве мягких олигоценовых аргиллитов. Нередко отдельные надвиги объединяются, охватывая две или большее число складок.

Как показали опыты В. В. Белоусова, Е. И. Чертковой и В. В. Эза с пластическими материалами и как отмечалось выше в отношении аккреционных клиньев и внешних зон складчато-покровных сооружений, надвиги и складки могут развиваться одновременно. Появление поверхностей скалывания в моделируемых складках в большинстве случаев совпадает с образованием первых изгибов. Развитие складчатых и разрывных форм в дальнейшем протекает одновременно; растут число и амплитуда складок, возрастают количество разрывов и амплитуда смещения по ним. Ранее возникающие разрывы могут быть в дальнейшем изогнуты и искривлены.

Надвиги являются результатом скалывания по одному из направлений максимальных касательных напряжений, возникающих при общем продольном сжатии слоев, и в большинстве своем ориентированы полого. Однако на их положение в складчатой структуре большое влияние оказывает состав пород, в частности присутствие слоев с малой вязкостью (например, аргиллитов или глинистых сланцев), к которым чаще и приурочены смещения. В опрокинутых складках роль таких ослабленных слоев могут играть породы с высоким поровым давлением воды, способным почти полностью снять гравитационную нагрузку.

При благоприятных условиях развитию надвигов может способствовать ползучесть всей массы пород по слоям с низкой вязкостью, особенно в условиях медленного свободного гравитационного скольжения.

15.4. Тектонические покровы (шарьяжи)

Тектонический покров представляет собой горизонтальный, пологий или волнистый крупный надвиг с перемещением до многих десятков или даже сотен километров. Покровы называются также *шарьяжами* (франц. charriage — наволок). Последний термин введен М. Бертраном (1884) для описания самого процесса надвигания, но позже был распространен и на покровы. При описании покровов, развитых в Альпах, французские геологи применяют также термин «напп» (парре—покров), который позже стал использоваться для названия направления в структурной геологии, объясняющего структуру складчатых сооружений с позиций покровного строения (наппизм).

Покровы возникают и развиваются в основном в подвижных геосинклинальных поясах и распространены практически во всех геосинклинальных складчатых системах. В СНГ такие покровы установлены в Карпатах, на Кавказе, в Верхоянской складчатой области, в Тянь-Шане, Саянах, на Урале, в Корякском нагорье, на Камчатке, Сахалине и во многих других районах. Смещения охватывают целые складчатые комплексы, нередко не по одной, а по нескольким параллельным поверхностям срыва.

Начало изучения покровов относится к 80—90-м годам XIX в., когда они были установлены во Французских Альпах, в Провансе (М. Бертран), Скандинавских каледонидах и Скалистых горах Канады. Наиболее ранние обобщающие работы по покровному строению Альп относятся к началу XX в. и принадлежат швейцарцу М. Люжону (1902) и французу П. Термье (1903). Позже было опубликовано большое количество работ с описанием строения и механизма образования покровных структур. Наиболее полные публикации по этому вопросу в России принадлежат И. И. Белостоцкому, Г. Д. Ажгирею, С. В. Руженцеву и В. С. Буртману.

В покровных структурах различают следующие морфологические элементы: перемещенные массы, получившие название *аллохтона,* и их основание, не испытавшее сколько-нибудь существенных перемещений — *автохтон.*

Аллохтон от автохтона отделен поверхностью срыва или волочения. В процессе смещения аллохтон часто распадается на отдельные пластины — *дигитации*, что приводит к появлению параллельных поверхностей смещения или расщеплению основной поверхности срыва. Совмещение в одном вертикальном разрезе нескольких покровов, нередко состоящих из пакетов разновозрастных пластин, придает всей покровной структуре крайне сложное строение.

Вдоль поверхностей смещения при движении аллохтона образуются тектонические брекчии, мощность которых может быть значительной — до десятков и даже сотен метров, но известны покровы, отделенные от автохтона узкими, едва заметными поверхностями трения. В тектонических брекчиях могут оказаться линзы и крупные отторженцы пород, слагающих аллохтон или ав-

тохтон, и перемещенные издалека, совершенно чужеродные образования. Нередко поверхности смещения возникают вдоль серпентинизированных ультраосновных пород, обладающих малой вязкостью, но возможен и другой процесс — последующее внедрение в холодном состоянии — *протрузии* серпентинитов вдоль поверхностей смещения. Складчатые комплексы, вовлеченные в покровы, также испытывают усложнения: среди них появляются наклонные, опрокинутые, лежачие или ныряющие складки; широко развиваются надвиги, разбивающие пластины на отдельные чешуи.

Породы верхней части автохтона, в сущности, никогда не остаются на месте и часто оказываются передвинутыми на то или иное расстояние, сохраняя при этом вещественные и пространственные связи с подлинным автохтоном. Такие перемещенные на небольшие расстояния части автохтона в основании дигитаций носят название *паравтохтона.*

В теле покрова различают тыльную, срединную (щит, панцирь) и лобовую, или фронтальную, части. Область, откуда начинается перемещение покрова, называют его *корнями.* Последние устанавливаются по сходству фаций аллохтона с фациями одновозрастных пород, находящихся в неперемещенном состоянии в тылу покрова, или по крутому, нередко вертикальному залеганию сильноперемятых, пережатых пород, нарушенных многочисленными разрывами *(рубец).* Фронтальная часть или тело покрова могут быть расчленены процессами эрозии, от них отделяются участки, утратившие непосредственную связь с аллохтоном, называемые *экзотическими останцами,* или *клиппами.* При горном рельефе в долинах рек или в местах высокого гипсометрического положения поверхности шарьирования эрозия может удалить весь аллохтон и обнажить породы автохтона или паравтохтона. Такие участки автохтона, окруженные породами аллохтона, называются *тектоническими окнами.*

Перемещение аллохтона сопровождается интенсивным разрушением его фронтальной, лобовой, части и образованием тектонического месива — *меланжа.* Этот термин (франц. mélange — мешанина, смесь) был введен в литературу Э. Гринли в 1919 г. и в настоящее время широко используется во всех странах.

Меланж (рис. 15.16) представляет собой хаотическое образование, отличающееся от сходных седиментационных комплексов — олистостромов, образующихся при подводно-оползневых или прибрежно-обвальных процессах, явными следами тектонического воздействия и появлением дислокационных текстур. Но меланж может образоваться по олистострому, а олистостром — за счет меланжа. В тектоническом меланже крупные блоки относительно жестких пород автохтона или аллохтона (известняки, песчаники, кремнистые, вулканические, интрузивные породы и др.) перемешиваются с мелкими обломками таких же пород, а также с более пластичным материалом, образующим базис (матрикс) меланжа. Последним могут быть серпентинизированные ультрамафиты (в

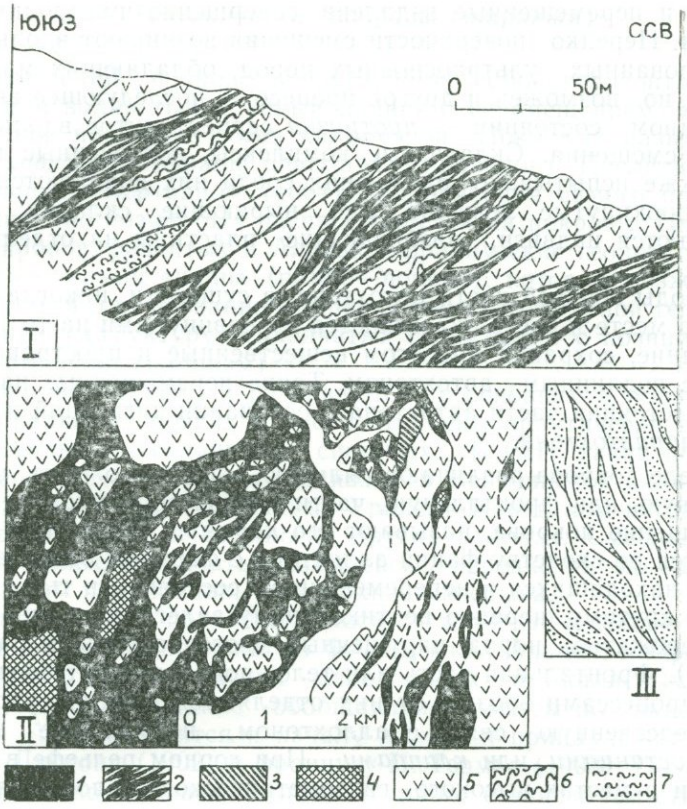


Рис. 15.16. Тектонические меланжи по офиолитам:
I — Малый Кавказ, Вединская офиолитовая зона (по М. Г. Ломизе, 1969); *II* — Корякский хребет, карта Ягельского меланжа (по А. А. Пейве, 1984); *III* — структура тектонического («автокластического») меланжа в докембрийском комплексе Мона, Уэльс (по Э. Гринли, 1919).
1, 2 — серпентиниты: на карте (*1*) и на профиле (*2*); *3* — массивные гипербазиты; *4* — габбро; *5* — базальты и диабазы (на карте — вместе с яшмами и граувакками); *6* — яшмы; *7* — песчаники и аргиллиты

серпентинитовом меланже), а также аргиллиты, гипсы, ангидриты и другие высокопластичные породы. Меланж, особенно глинистый, может иметь тиллитоподобную текстуру или оказаться растертым до состояния катаклазитов и милонитов.

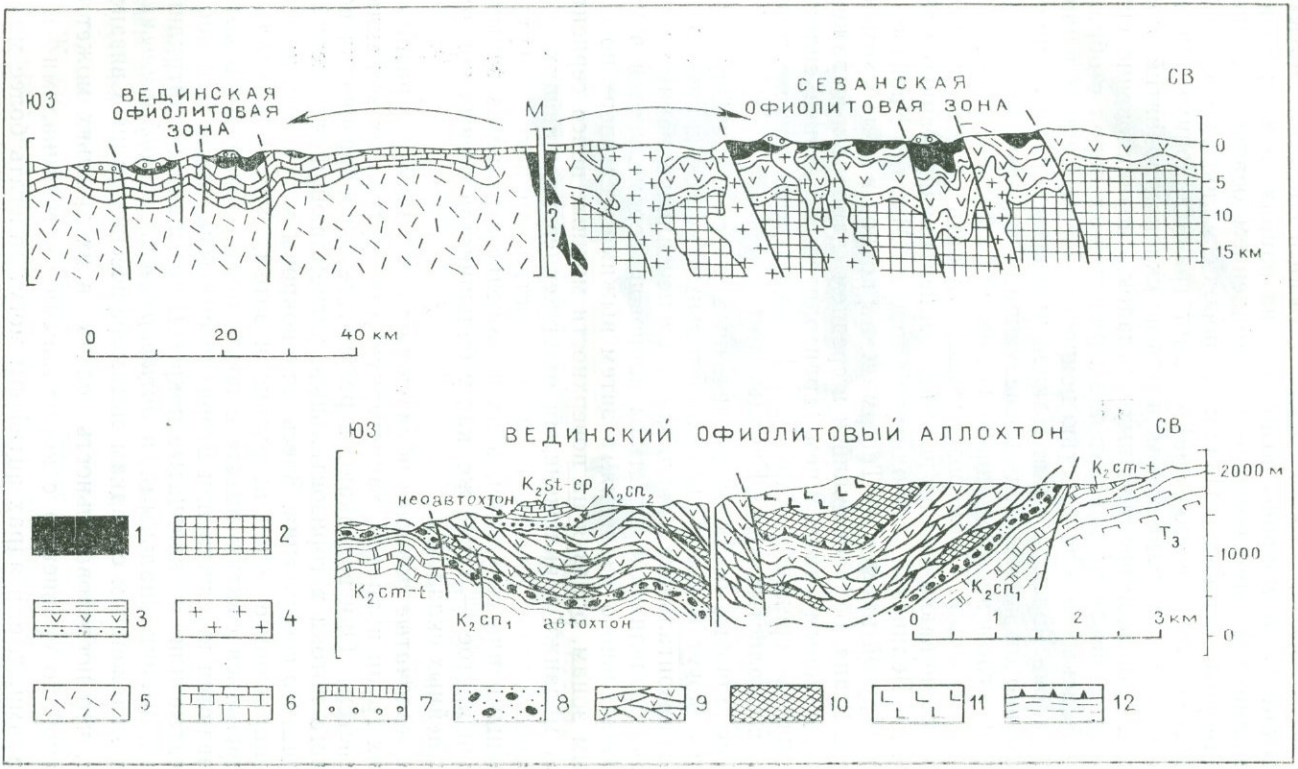
Глубина захвата покровами земной коры различна. Для тех из них, которые развиты только в осадочно-вулканогенных толщах, Ж. Обуэн ввел понятие о *покровах чехла;* покровы, в строение которых вовлечен и гранитогнейсовый слой, получили название *покровов основания*, т. е. фундамента. В особый, третий, тип по этому признаку могут быть выделены *офиолитовые покровы*, охватывающие кору и верхи мантии океанов и окраинных морей.

По времени образования относительно складчатости покровы могут быть доскладчатыми, соскладчатыми и послескладчатыми.

Доскладчатые покровы возникают на ранних этапах развития геосинклиналей одновременно с накоплением осадков (конседиментационные покровы). Появление пород с малой вязкостью (серпентинитов, глин, эвапоритов) создает гравитационную неустойчивость в осадках, накапливающихся на склонах поднятий или на крыльях конседиментационных складок, возникновение срывов осадочного чехла по поверхностям пластичных пород с образованием согласных со слоистостью покровов, перемещенных в направлении уклона морского дна. Наклон поверхностей срыва пологий, если только он не изменен последующими деформациями и соответствует углам наклона морского дна или крыльев конседиментационной складки. Примером может служить пологий согласный покров, развивающийся по подошве серпентинизированных ультрабазитов в Вединской офиолитовой зоне на Малом Кавказе (рис. 15.17). Другой пример — Тегермачский покров в Алайском хребте Тянь-Шаня, образовавшийся в среднем карбоне и выраженный псевдосогласным залеганием граптолитовых сланцев силура на известняках среднего карбона. Такие покровы широко развиты также в Скалистых горах Канады.

Доскладчатые покровы, вовлеченные затем в линейную складчатость, могут подвергаться значительным усложнениям. В условиях горизонтального сдавливания серпентинизированные ультрабазиты, разделяющие пластины покровов, перемещаются в участки минимального давления, а затем выжимаются вверх по ослабленным зонам, образуя на поверхности мощные пояса серпентинитового меланжа с включениями отторженцев вмещающих пород. По отношению к линейной складчатости эти пояса могут быть согласными или секущими, а их положение в разрезах вертикальное или крутое — такое же, как у большинства осевых поверхностей линейных складок.

Соскладчатые покровы образуют одну из наиболее распространенных групп покровов, характерную для внутренних зон складчатых систем. Они возникают в результате преобразования вертикального потока в горизонтальный, устремляющийся к периферии складчатого сооружения. Здесь эти покровы могут лечь на еще не дислоцированные слои автохтона и затем, как и доскладчатые, подвергнуться смятию вместе с последними. Складки, в которых оказываются первично или вторично смятыми соответственно доскладчатые или соскладчатые покровы, называют не антиклинальными или синклинальными, а *антиформными и синформными,* подобно наложенным складкам метаморфических толщ. Связано это с тем, что последовательность слоев в их крыльях может быть обратной по сравнению с нормальными антиклиналями и синклиналями, т. е. в ядрах антиформ могут залегать более молодые слои, а в ядрах синформ — более древние. К числу складчатых покровов относятся покровы основания пеннинского типа, назван-


ЮЗ
ВЕДИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА
М
СЕВАНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА
СВ
0
5
10
15 км
0
20
40 км
ЮЗ
ВЕДИНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ АЛЛОХТОН
СВ
неоавтохтон
K_2st-cp
K_2cn_2
K_2cm-t
K_2cn_1
автохтон
K_2cm-t
K_2cn_1
T_3
2000 м
1000
0
0
1
2
3км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

ные так по Пеннинской группе покровов Альп (рис. 15.18). Такие же покровы наблюдаются в каледонидах Восточной Гренландии, в центральной части Канадских Кордильер.

Послескладчатые покровы также широко распространены; к ним относятся покровы, возникающие из лежачих складок.

Покровы, возникающие из лежачих складок, или покровы первого рода, по П. Термье, были описаны еще первыми наппистами: А. Геймом, М. Люжоном, Э. Арганом; позже многие из указанных ими покровов оказались, однако, структурами более сложного строения. Тем не менее, несомненно, существуют покровы, развившиеся при срыве верхнего крыла лежачих складок, перемещенного по субгоризонтальной, нередко волнистой поверхности. Слои автохтона, слагающие подвернутое крыло складки и примыкающие к поверхности смещения, обычно находятся в опрокинутом залегании, тогда как разрез аллохтона имеет нормальное строение. При приближении к корневой зоне залегание слоев становится более крутым или даже вертикальным. В смещение могут быть вовлечены и древние метаморфические толщи ядер складок. Образование покровов из лежачих складок следует, очевидно, связывать с общим сжатием, сопровождающимся глубинным раздавливанием и выжиманием пластичных масс чехла.

Покровы скалывания, или покровы второго рода, представляют собой наиболее распространенную группу, отличающуюся захватом больших площадей и наиболее значительными амплитудами горизонтального смещения, достигающими 150—200 км и, возможно, больше. Решающее значение в образовании покровов скалывания имеют глубинные поддвиги гранитно-метаморфического фундамента под относительно рыхлый и пластичный чехол осадочных пород, наваливающийся на фронт глубинного поддвига. Этот механизм был предложен О. Ампферером в 1906 г. Поверхность срыва покровов скалывания срезает под большим углом не только складки автохтона или прилегающего покрова, но нередко и складки в самом теле покрова. Покровы скалывания развиваются

Рис. 15.17. Офиолиты в структуре Малого Кавказа. На верхнем профиле: Малокавказский офиолитовый шов (М) в обрамлении шарьированных офиолитов Вединской зоны (даны также на нижнем профиле) и Севанской зоны. По М. Г. Ломизе (1988), с использованием данных А. Л. Книппера, С. Д. Соколова.

1—7 — на верхнем профиле: *1* — офиолиты и офиолитовый меланж, фрагменты океанской литосферы северной ветви мезозойского Тетиса; *2* — край континента Евразия, домезозойское основание: *3* — там же, осадочные формации и окраинно-материковый вулканический пояс, юра—мел (до нижнего коньяка); *4* — там же, гранитоиды; *5* — край Нахичеванского микроконтинента гондванского происхождения, докембрийское основание; *6* — там же, осадочный чехол палеозоя—мезозоя (до нижнего коньяка); *7* — неоавтохтон, отложения верхнего коньяка—палеогена и неоген-четвертичные вулканиты; *8—12* — офиолитовый аллохтон на нижнем профиле: *8* — офиолитокластовые олистостромы нижнего коньяка в основании аллохтона; *9* — офиолитовый меланж, преимущественно базальты и радиоляриты; *10* — серпентинизированные перидотиты; *11* — габброиды; *12* — «базальный метаморфический ореол» в подошве перидотит-габбровой аллохтонной единицы

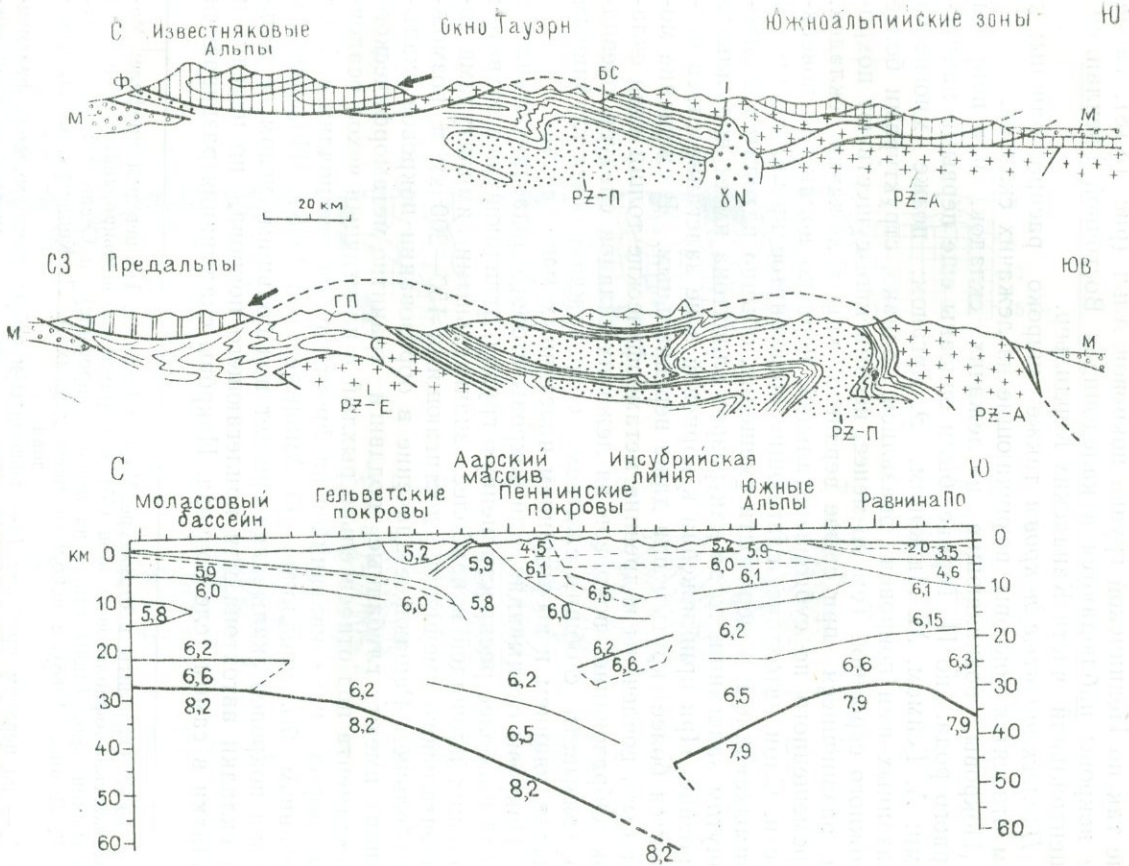


Рис. 15.18. Профили Итальянско-Австрийских и Итальянско-Швейцарских Альп, по Ж. Дебельмасу и Ж. Масклю (1991). Внизу — глубинное строение по сейсмическим данным (С. Йе, Ж. Ансорж, 1990). БС — блестящие сланцы; Ф — флиш; М — моласса. Палеозойские комплексы: PZ—Е — Европейской плиты, PZ—А — Адриатической (Апулийской) плиты; PZ—П — Пеннинской зоны

преимущественно во внешних зонах геосинклинальных систем, главным образом в раннеорогенную стадию.

Покровы скалывания широко распространены у фронта Восточных Карпат (рис. 15.19). Наиболее логичное объяснение классической покровно-чешуйчатой структуры этой области заключается в допущении поддвига кристаллического фундамента платформы под краевую часть Карпат. В результате этих движений образовался пакет покровов, сложенных надвинутыми друг на друга лежачими и запрокинутыми складками палеогеновых и меловых пород с общей амплитудой горизонтального смещения по данным бурения более 30—40 км. Скольжение отдельных пластин облегчалось присутствием между ними и в автохтоне миоценовых эвапоритовых и глинистых толщ. По мере перехода от Внешней зоны к Внутренним Карпатам поверхности, разделяющие отдельные покровные пластины, становятся более крутыми, а распространенные в них складки — наклонными и прямыми и покровная структура сменяется чешуйчатыми надвигами. Наиболее интенсивная фаза поддвига фундамента платформы под Карпаты связана с ранним миоценом. В результате движений возникло утолщение коры под Внешними Карпатами на 8—10 км.

Рис. 15.19. Тектонические покровы Восточных Карпат. По В. В. Глушко, С. С. Круглову и др. (1985), с изменениями:
1 — неогеновые отложения Предкарпатского передового прогиба; *2—3* — палеоген-миоценовые (*2*) и меловые (*3*) комплексы Флишевых Карпат; *4—6* — чехол (*4, 5*) и консолидированный фундамент (*6*) Восточно-Европейской платформы; *7* — надвиги

В близких условиях возникли покровы на западном склоне Урала, где они связаны с поддвигом в конце палеозоя фундамента восточной окраины платформы под Уральскую геосинклиналь.

Аналогичная картина строения характерна для Скалистых гор Канады и Аппалачей. Недавно проведенное глубинное сейсмозондирование методом отраженных волн показало, что Аппалачи на всю свою ширину надвинуты на восточное продолжение Северо-Американской платформы. В Скалистых горах Канады продолжение пододвинутого фундамента переработано и вовлечено в деформации пеннинского типа метаморфического комплекса Центральных Кордильер. Поддвиг континентальных платформ компенсируется раздвигом (спредингом) по другую их сторону (в случае Скалистых гор — в Атлантическом океане).

По происхождению покровы делятся на две категории: гравитационные и компрессионные (сжатия).

Гравитационные покровы представляют, по существу, громадные оползни. Они образуются в орогенах в условиях расчлененного тектонического рельефа и чаще всего предстают в виде огромных пластин, подстилаемых слабонаклонной от оси складчатого сооружения поверхностью срыва (у своего фронта вследствие сопротивления она может приобрести и обратный наклон), и нередко осложнены каскадом гравитационных складок (рис. 15.20).

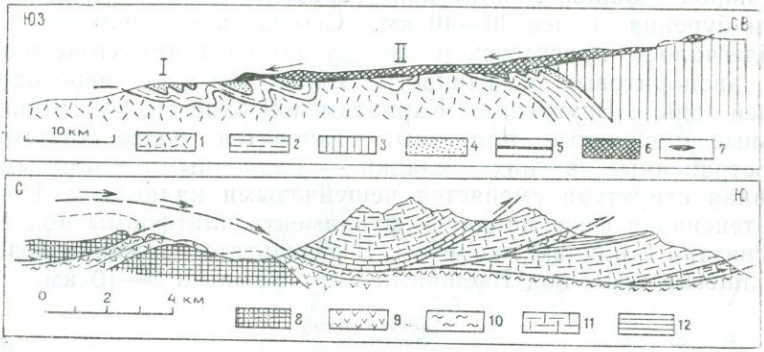


Рис. 15.20. Гравитационные шарьяжи.

Наверху — схема последовательного формирования покровов Амбрюне-Юбей во Французских Альпах: *I* — нижние покровы, переместившиеся и смятые в складки в позднем эоцене — раннем олигоцене; *II* — движение верхнего покрова в позднем олигоцене — раннем миоцене (по Ж. Дебельмасу, К. Керкхове, 1976). Внизу — покровы Гриньа в Южных Альпах Ломбардии: пластины известняков триаса, переместившиеся по скользящему глинистому горизонту в их основании (по Л. де Ситтеру, 1950).

1 — автохтон, зона Дофине; *2* — Суббриансонская зона и ее породы в тектонических покровах; *3* — Брианconская зона; *4—5* — покров Отапи (*4*) и олистостром в его основании (5); *6—7* — покров Парпайон (*6*) и его базальные чешуи (*7*); *8—9* — автохтон Ломбардских Альп: кристаллический фундамент (*8*) и вулканиты перми (*9*); *10* — скользящий глинистый горизонт нижнего триаса; *11* — известняки среднего триаса; *12* — терригенные породы верхнего триаса

Классический пример гравитационного покрова — флишевый покров Амбрюне-Юбей во Французских Альпах, подобно гигантскому языку проложивший себе путь между высокоподнятыми внешними кристаллическими массивами Пельву и Меркантур. Гравитационные покровы вообще очень характерны для горных сооружений Западного Средиземноморья. Особенно грандиозен их масштаб в районе Гибралтарской дуги, соединяющей Бетскую Кордильеру (Испания) и хр. Эр-Риф (Марокко) и пересекающей одноименный пролив. Установлено, что здесь флишевые покровы распространяются по дну океана на 500 км (!) к востоку от пролива и достигают глубины 4000 м (!). Близкое по масштабу явление обнаружено в Ионическом море, на подводной окраине Сицилии и Калабрии. К гравитационным покровам могут быть отнесены также

шарьяжи южного склона Большого Кавказа (Н. Б. Вассоевич и др.), но далеко не полностью. При определении гравитационного происхождения шарьяжей следует придерживаться тех же ограничений, которые были указаны для гравитационной складчатости, — должна существовать область тектонической денудации и т. д. Эти условия соблюдаются лишь для меньшей части покровов, а значительно бо́льшая их часть относится к категории компрессионных покровов (см. ниже).

Гравитационные покровы могут сначала перемещаться по дневной поверхности — это так называемые постэрозионные покровы, а затем спускаться в водоемы краевых прогибов, где распадаются на отдельные фрагменты и в конечном счете превращаются в олистостромы. Провести четкую грань между покровами и олистостромами в подобной ситуации очень трудно, особенно между останцами шарьяжей — клиппами и крупными сплошными пластинами известняков — *олистоплаками*. Окончания гравитационных покровов к тому же оказываются погребенными внутри молассовых толщ, т. е. представляют конседиментационное образование. Все эти явления наиболее ярко выражены во внутренних бортах Гвадалквивирского прогиба перед Бетской Кордильерой в Испании, в Предрифском прогибе Марокко и в Сицилии, а также в среднем — верхнем карбоне Южного Тянь-Шаня.

Компрессионные покровы имеют общее происхождение со складчатостью регионального сжатия и течения. Во внутренних зонах это покровы пеннинского типа, возникающие из пакета лежачих складок с редуцированными нижними крыльями антиклиналей и с ядрами из глубокометаморфизованных пород комплекса основания. Нередко они выражены в виде опрокинутых и растянутых гранитогнейсовых валов. Во внешних зонах преобладают покровы скалывания.

Корни покровов основания представлены теми же породами, но залегающими вертикально и сильно переработанными; такая картина наблюдается в тылу Пеннинской зоны Альп, где на поверхность выведены низы континентальной коры. В офиолитовых покровах, в их нижней, перидотитовой, части, развиты складки течения, вероятно, продукты их расплющивания в процессе перемещения. Во внешних зонах преобладают покровы скалывания, возникающие уже в более поверхностных условиях при более низких температуре и давлении.

Максимальная глубина образования покровов соизмерима с мощностью океанской коры и даже литосферы в срединных хребтах, а также с мощностью по крайней мере верхней части континентальной коры, включая весь гранитогнейсовый слой.

Минимальная глубина образования покровов, исходя из вязкости пород, геостатического давления и внутрипорового давления воды, противодействующего геостатической нагрузке, не может быть менее 1,5—2 км. При движении аллохтона поверхности смещения стремятся перейти на более высокий уровень, в связи с чем по мере приближения к земной поверхности они все более и

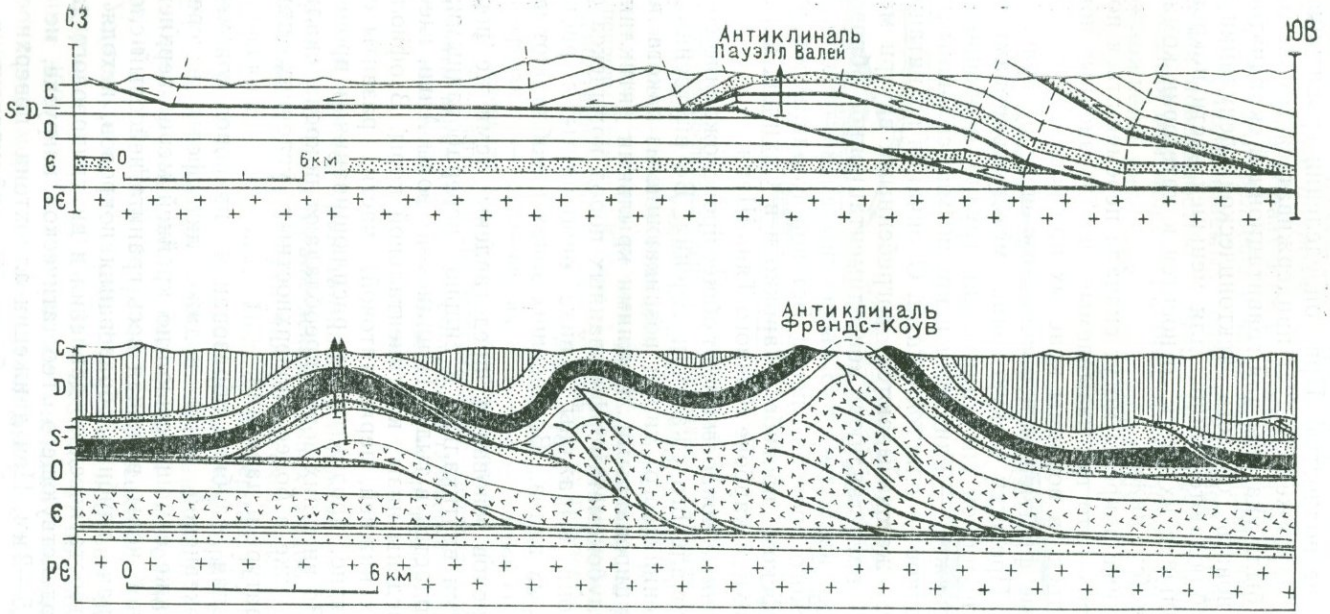


Рис. 15.21. Тектонические покровы в Аппалачах со ступенчатым переходом смещения на все более высокий уровень. По Н. Вудворду и др., 1989

более отклоняются от горизонтального положения и становятся крутыми, переходя в надвиги и взбросы. Переход смещения с одного уровня на другой обычно совершается вдоль пачек высокопластичных или водонасыщенных пород, что придает им ступенчатый характер, причем чем ближе к периферии складчатой системы, тем выше располагаются поверхности срыва (рис. 15.21).

Скорости движения покровов могут быть рассчитаны лишь приблизительно, так как надежно устанавливается лишь время окончания движений, но не их начала. Д. Н. Андрусов для покровов Внутренних Западных Карпат, имеющих горизонтальную амплитуду в 80—90 км, время смещения считал от 4 до 15 млн лет при средней скорости от 6 до 12 мм в год. Близкие цифры получил И. И. Белостоцкий для покровов Динарид, время смещения которых исчисляется в 17 млн лет при средней скорости от 7 до 19 мм в год; наибольшие скорости смещения гравитационных покровов — 20—40 мм в год. Как установлено на ряде примеров, в Альпах и Карпатах смещение аллохтона происходило не плавно, а отдельными скачками. Для покровов Динарид И. И. Белостоцкий выделяет пять фаз движений от середины мела до раннего миоцена. Скорости движения в отдельные фазы достигали 24 мм в год.

Время окончательного становления покрова определяется по его запечатыванию слоями, не претерпевшими горизонтального смещения. Они образуют так называемый *неоавтохтон*.

В образовании покровов, как, впрочем, и других видов деформаций слоистых толщ, большое значение придается внутрипоровому давлению воды или минеральных растворов, уравновешивающему вертикальную нагрузку и способному удержать пластины покровов в полувзвешенном состоянии, что в значительной степени облегчает их горизонтальное скольжение. По мнению И. И. Белостоцкого, гравитационное смещение аллохтона при таких условиях может осуществляться в условиях незначительного бокового стресса при углах наклона всего 1—3°.

Покровы могут играть важную роль при прогнозировании полезных ископаемых. В погребенных под верхними покровами, играющими экранирующую роль, слоях нижних покровных пластин в Карпатах и Скалистых горах Канады и США открыты месторождения нефти и газа; в Аппалачах они обнаружены в автохтоне. В Алайском хребте Тянь-Шаня в известняках карбона, залегающих под покровными сланцами силура, обнаружены месторождения ртути.

Вдвиги. Сейсмические исследования методом отраженных волн позволили выявить в последние годы еще один тип тангенциальных дислокаций сжатия — вдвиги. Такие дислокации были выявлены К. О. Соборновым на севере Предуральской системы прогибов и северо-восточном склоне Большого Кавказа. Они известны и в передовом прогибе Альберта Канадских Скалистых гор. Вдвиги не выходят на поверхность, а представляют собой тектонические клинья, внедряющиеся в осадочные толщи передовых прогибов

вдоль горизонтов повышенной пластичности. Механизм их образования ясен из рисунка (см. рис. 15.4).

Вертикальная и латеральная зональность складчато-разрывных дислокаций. Давно подмечено, что интенсивность и характер (стиль) складчато-разрывных дислокаций закономерно повышается, с одной стороны, с глубиной их формирования и, с другой стороны, по мере перехода от платформ к передовым прогибам и складчато-покровным сооружениям, а в пределах последних — к их осевым зонам. В полном объеме эта проблема была разработана в последние два десятилетия Е. И. Паталахой с сотрудниками, в основном на материале Казахстана; их представлениям мы и следуем в дальнейшем изложении.

Вертикальную зональность дислокаций Е. И. Паталаха логично связывает с изменением термодинамических (P—T) условий, определяющих реологические свойства пород — их вязкость, но последняя во многом зависит и от их литологического состава. Поскольку тот же принцип лежит в основе выделения зон и фаций метаморфизма, Е. И. Паталаха также различает эпизональную, мезозональную и катазональную тектонику или, сокращенно, эпи-, мезо-, и кататектонику, привязывая их к фациям метаморфизма, характерным соответственно для эпи-, мезо- и катазоны метаморфизма[1]. Однако, признавая главным фактором вертикальной зональности дислокаций термодинамические условия, следует учитывать, что вязкость пород зависит не только от P—T условий, но и от их литологической природы, а интенсивность деформаций — от величины тангенциального стресса.

Эпизона дислокаций характеризуется прежде всего тем, что участвующие в ней породы не затронуты метаморфизмом и, следовательно, ее нижняя граница примерно совпадает с изотермой 100°. К ней относятся отложения платформенных чехлов, моласcового выполнения передовых и межгорных прогибов (практически полностью), внешних зон и областей погружения (периклиналей) складчато-покровных сооружений (в большей их части); сюда же полностью или почти полностью входит океанская кора. В стратиграфическом отношении эпизона включает почти все мезозойско-кайнозойские отложения, значительную часть палеозойских и верхнепротерозойских, небольшую — средне- и нижнепротерозойских и очень небольшую — верхнеархейских. Интенсивность деформаций в этой зоне и морфология дислокаций здесь в значительно большей мере, чем в мезозоне и тем более в катазоне, зависит от литологического состава пород, от глубины их залегания и величины деформирующих напряжений. В число типов складчатости, формирующихся в эпизоне, Е. И. Паталаха включает и экзогенную, в частности поверхностно-гравитационную, складчатость; возможно, ее следовало все же рассматривать отдельно.

[1] Современные специалисты в области метаморфизма горных пород, кроме, пожалуй, французских, мало пользуются этими понятиями, считая их, очевидно, упрощенными и потому устарелыми, но иногда, и особенно в данном случае, они представляются полезными.

Несколько особый случай представляет также соляная и вообще диапировая тектоника, поскольку ядра диапиров резко выделяются повышенной деформированностью. Наиболее типичны для эпизоны складки продольного и отчасти поперечного (отраженная складчатость платформ, диапиры) изгибов и хрупкие разрывы. Дислокации в общем малоупорядочены в плане и разрезе; исключение составляют дислокации внешних зон орогенов и прилегающих крыльев молассовых прогибов. Встречаются зоны меланжа — в подошве тектонических покровов, в зонах крупных сдвигов.

Мезозона дислокаций охватывает породы, затронутые начальным (метагенез, цеолитовая фация) и зеленосланцевым метаморфизмом; примерный температурный диапазон — 100—550°. Наиболее характерным признаком перехода от эпи- к мезозоне служит появление кливажа, которое происходит на стратиграфической глубине 6—9 км в складчатых областях (но не на платформах и не в орогенных прогибах). При этом кливаж по мере возрастания температуры и давления вначале носит селективный характер — им затрагиваются лишь наиболее пластичные, наименее вязкие глинистые породы, но в конечном счете становится сквозным, затрагивая всю гамму пород. Мезотектоника проявляется в основном в осевых зонах складчатых сооружений, распространяясь на прилегающие подзоны их внешних зон, т. е. на отложения континентального склона и подножия (пример — западный склон Урала). Стратиграфически в мезозону входят отложения начиная с мезозойских (изредка и низы кайнозоя) и далее, в возрастающей степени, отложения от палеозойских до протерозойских, а также отчасти архейские (верхнеархейские). Для мезозоны типична упорядоченная, в смысле выдержанной линейности и вергентности, складчатость, преимущественно складки продольного изгиба и скалывания, разломы от хрупких в верхах до вязких в низах зоны.

В *катазоне* породы метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях (температура >550°). Этой зоне принадлежит подавляющая часть раннедокембрийских образований фундамента континентальных платформ (кроме зеленокаменных поясов архея), складчатых систем и срединных массивов (микроконтинентов), а также протоплатформенных чехлов нижнего протерозоя. Метаморфизму этих фаций подверглись также, в убывающей степени, верхнепротерозойские, палеозойские и редко мезозойские отложения. Складчатость и в плане и в разрезе носит чрезвычайно сложный, многопорядковый и даже причудливый характер. Кливаж замещается кристаллизационной сланцеватостью, разрывы исключительно вязкие; очень характерны крупные зоны вязких сдвигов, а также будинаж и муллион-структуры. Все деформации выражаются интенсивным течением пород, вязкость которых резко снижается в условиях высоких температур.

Переходя к латеральной зональности дислокаций, отметим, что Е. И. Паталахой введено понятие *тектонофаций* и разработана подробная их классификация по возрастающей интенсивности

деформаций, включая 10 классов, объединенных в 3 группы: низшую (4 класса), среднюю (3 класса) и высшую (3 класса). При выделении тектонофаций учитывался целый комплекс признаков: морфология складчатости, характер трещин и разрывов, их густота, кливаж, его соотношение со складчатостью, развитие будинажных и муллион-структур, тектонитов (всего 22 признака). Многие параметры, особенно относящиеся к морфологии складок, выражены количественными показателями (более подробно см. книгу Е. И. Паталахи, 1985). Выделенные три группы тектонофаций примерно соответствуют вертикальной зональности: высшая группа характерна только для катазоны: в мезозоне и эпизоне встречается весь диапазон тектонофаций, но в эпизоне преобладают низшие тектонофации, а высшие встречаются скорее в виде исключения.

Тектонодинамические системы и тектонодинамический анализ. В данной главе мы рассмотрели тектонические дислокации определенного масштаба, т. е. определенного иерархического уровня, в то время как в предыдущих главах (5—14) речь шла о структурах более низкого ранга, а в гл. 3, где излагались основы теории тектоники литосферных плит, — о глобальном, т. е. самом низком уровне этих дислокаций. Таким образом, уже в эмпирически разработанном ранжировании тектонических структур были заложены основы их системного анализа. Однако вполне осознанно и методологически обоснованно такой анализ был впервые проведен в труде П. Н. Николаева «Методика тектонодинамического анализа», посмертно опубликованном в 1992 г. В этом труде убедительно показано, что рациональный анализ условий образования разномасштабных тектонических дислокаций требует их разложения на разноранговые тектонодинамические системы и раздельного изучения. Этот подход, названный его автором тектонодинамическим анализом, применен в его работах к восстановлению полей напряжения и механизмов формирования новейших тектонических структур. Но, как справедливо отмечает Н. И. Николаев, такой подход может быть с успехом применен и при изучении древних структурных парагенезов, при палеотектонических реконструкциях.

15.5. Развитие тектонических деформаций во времени

На протяжении около полутора веков в геологии шла полемика между двумя противоположными концепциями развития тектонических деформаций во времени. Одна из них, восходящая к воззрениям «катастрофистов» первой половины XIX в. (Ж. Кювье, Э. де Бомон и др.), исходила из представления о том, что тектонические деформации (первоначально это распространялось и на горообразование) проявляются в виде кратковременных, но интенсивных импульсов, которые в дальнейшем получили название *фаз складчатости*, или *орогенических фаз*. Основой этой концепции служили угловые несогласия, которые интерпретировались как

показатель деформаций, происшедших в течение перерыва осадконакопления или даже непосредственно перед его возобновлением (эта интерпретация восходит, по существу, еще к Н. Стено; см. 1.2).

Большую популярность данная концепция приобрела с выходом в свет работ Г. Штилле, в особенности после опубликования его книги «Основы сравнительной тектоники» (1924). В них доказывалась ограниченность числа орогенических фаз в фанерозойской истории Земли (первоначально их было выделено всего 19), их кратковременность (сотни тысяч лет) и всеобщее распространение. Фазы были выделены и наименованы по местам своего типичного проявления (например, бретонская на границе девона и карбона по названию французской провинции Бретань, ларамийская по горам Ларами в Скалистых горах США и т. п.); их названия получили широкое признание и вошли в учебники исторической геологии.

Между тем начиная с работ Ч. Лайеля развивалось совершенно иное представление — не катастрофистское, а эволюционное — о непрерывности тектонических деформаций, их постепенном нарастании и спаде. Эта концепция была временно приглушена успехом взглядов Г. Штилле, но во второй половине 30-х и 40-х годов претерпела возрождение в связи с успехами детального геологического картирования и изучения глубинной структуры угленосных и нефтегазоносных бассейнов.

При этих исследованиях было выявлено, во-первых, большое число несогласий, не предусмотренных списком (или «каноном», как его стали называть) орогенических фаз Г. Штилле; многие из этих несогласий, по которым были выделены новые орогенические фазы, приходились на те геологические периоды, которые Г. Штилле считал анорогенными, т. е. спокойными интервалами между фазами — кембрийский, девонский, триасовый, четвертичный. Ряд таких фаз был выделен русскими геологами (салаирская ϵ_2/ϵ_3, тельбесская D_2/D_3, лабинская T_2/T_3 и др.). Г. Штилле пришлось пересматривать свой канон и дополнять его новыми фазами, но их множественность существенно подрывала тезис об эпизодичности деформаций. Была подвергнута сомнению и точность датировки фаз и указано на их «подгонку» под фазы канона Штилле в тех случаях, когда перерыв в осадконакоплении оказывался длительным, а также на возрастное скольжение одной и той же фазы в пределах одной складчатой системы и на продолжительность протекания фазы, сопоставимую с длительностью накопления отдельных подъярусов или ярусов стратиграфической шкалы.

Во-вторых, и это оказалось еще более важным, в ряде областей было установлено широкое развитие конседиментационной складчатости, т. е. роста складок на дне бассейна одновременно с продолжающимся накоплением осадков. Отсюда было сделано заключение, что угловые несогласия являются, по выражению Н. С. Шатского, лишь отдельными кадрами, выхваченными благо-

даря наложению перерывов в осадконакоплении из фактически непрерывного процесса деформаций. Логическим следствием подобного вывода является отсутствие оснований для выделения каких-либо особых фаз деформаций.

Критика взглядов Штилле и его последователей усилилась с появлением тектоники плит, поскольку перемещение плит происходит непрерывно, а складчато-надвиговые деформации обязаны своим происхождением сближению, конвергенции плит. В качестве примера стали приводить формирование аккреционных клиньев и вообще развитие зон субдукции (Дж. Шенгёр).

Изучение фактического материала показывает, однако, что обе концепции в своей крайней форме неправильны. Рост складок (то же относится и к разрывным нарушениям — сбросам, надвигам, шарьяжам) происходит длительно, а в масштабе планеты непрерывно (отсюда отсутствие «анорогенных» периодов), но вместе с тем резко неравномерно. Фазам его усиления и отвечает проявление несогласий, часто являющихся следствием именно интенсивного подъема сводов антиклиналей (местные несогласия) или общего «скучивания» осадков (региональные несогласия). Статистическая обработка данных о проявлении несогласий, произведенная А. А. Прониным на материале по всему миру, показала, что эти несогласия распределены в геохронологической шкале достаточно закономерно, и в большинстве случаев их сгущение соответствует фазам, выделенным Г. Штилле и его последователями. Это свидетельствует о глобальном значении таких «пиков» тектонической активности, с чем перекликается периодическое усиление магматической деятельности и регионального метаморфизма в геосинклинальных подвижных поясах. Последнее доказывается статистикой радиометрических датировок, выполненных у нас М. М. Рубинштейном для фанерозоя, Ю. Д. Пушкаревым для докембрия (ранее для докембрия на более ограниченном материале то же было показано американцем Г. Гэстилом). Изучение крупных гранитных батолитов — Северо-Востока России (Л. В. Фирсов, И. А. Загрузина), Кордильер Северной и Южной Америки — показало, в частности, что их формирование протекало на протяжении многих десятков, нередко более сотни миллионов лет, но в этом процессе четко различаются определенные кульминации, совпадающие с эпохами тектонических деформаций.

Формирование аккреционных клиньев также нельзя рассматривать как непрерывный процесс. Оно прерывается и в связи со сменой аккреции тектонической эрозией, и в связи с миграцией, перескоком зон субдукции в новое положение. Наконец, само перемещение литосферных плит в определенных направлениях прерывается короткими эпизодами перестройки плана их расположения, причем, как отметил ряд исследователей (В. Шван и др.), эти эпизоды в мезозое — кайнозое совпадали с фазами деформаций, отмеченными в складчатых системах.

Таким образом, процесс тектонических деформаций, как и тесно связанные с ним процессы регионального метаморфизма и

гранитообразования, это процесс непрерывно-прерывистый, в котором следует различать отдельные фазы тектонической и вообще эндогенной активности и разделяющие их периоды ее относительного затухания. Продолжительность фаз деформаций, как показывают конкретные примеры (конец юры и конец эоцена на Большом Кавказе и др.), может быть оценена в 3—5 млн лет. Эти фазы концентрируются в эпохи деформаций большей продолжительности, порядка 15—20 млн лет, разделенные относительно более спокойными и длительными (30—40 млн лет, по А. А. Пронину) промежутками времени. Фазы, выделенные Г. Штилле, в большинстве случаев соответствуют именно эпохам деформаций в данном понимании. Поэтому за этими эпохами можно сохранить традиционные наименования, в то время как фазы более целесообразно датировать непосредственно по стратиграфическим соотношениям между разделенными несогласием отложениями, например послеаптская — доальбская или в случае несогласия между смежными ярусами — альбом и сеноманом — предсеноманская.

Внутри эпох наблюдается миграция фаз, смещение зон их проявления от внутренних областей геосинклинальных систем к их периферии, а нередко и по простиранию системы. Она хорошо документирована, например Г. Муравски в Рейнских Сланцевых горах по радиометрическим датировкам начального метаморфизма. Миграцию вкрест и по простиранию складчатых систем обнаруживают и эпохи деформаций, причем миграция фаз и эпох происходит с некоторым перекрытием, вызывая повторное проявление несогласий в разрезе.

Эпохи (по Г. Штилле, фазы) деформаций в свою очередь группируются в эры (по Г. Штилле, эпохи), которые отвечают тектоническим циклам. Критика глобальности и одновременности деформаций коснулась и тектонических циклов (А. Л. Яншин); уже при составлении «Тектонической карты СССР» под редакцией Н. С. Шатского в легенде были особо выделены эпохи (циклы) завершающей складчатости для западной части территории, относящейся к Атлантическому сегменту Земли, и для ее восточной части, принадлежащей Тихоокеанскому сегменту. Опыт составления тектонической карты Мира в общем подтверждает невозможность повсеместного выделения таких циклов, как каледонский, герцинский, альпийский в их европейском объеме. Так, цикл, эквивалентный герцинскому, мог начинаться в одних регионах в ордовике, в других — в силуре, в третьих — в девоне, а заканчиваться в карбоне, перми и даже в первой половине триаса; то же относится и к другим циклам. Но эпохи, начинающие и заканчивающие циклы, являются глобальными, в том смысле, что они проявляются на самых различных континентах, но не в том, что они обнаруживают повсеместно интенсивное проявление; в некоторых регионах отдельные эпохи могут и вовсе не быть выраженными. Но по существу каждая из эпох деформаций в том

или ином регионе могла являться рубежом между тектоническими циклами.

Таким образом, местные условия влияют на конкретную историю движений и деформаций того или иного региона; глобальный контроль проступает лишь как общая тенденция и проявляется через региональное. Можно сказать, что глобальные движения создают лишь канву, на которую наносится прихотливый и изменчивый региональный узор. Эта глобальная периодичность отчетливо выступает лишь при статистической обработке всего материала; ее, в частности, удалось выявить В. Е. Хаину и К. Б. Сеславинскому при полуколичественной обработке данных о различных проявлениях эпох повышенной эндогенной активности Земли в фанерозое, а В. Г. Чернову — при анализе распределения псефитов. Этот анализ подтверждает и реальность проявления циклов Бертрана — каледонского, герцинского и др. — в глобальном масштабе.

Необходимо заметить наконец, что любой непрерывный процесс естественно заключает в себе предпосылки своей прерывистости, дискретности, ибо накопление количественных изменений неизбежно влечет за собой качественный скачок. Так, накопление напряжений в земной коре сменяется их разрядкой — землетрясением, накопление осадков на бровке шельфа — их сбросом мутьевым потоком по склону и т. п. Роль «спускового крючка» может играть как внутренний, имманентно присущий самому процессу фактор, так и внешний, например землетрясение по отношению к мутьевому потоку, причем внешний фактор может выступать в качестве причины определенной периодичности, ритмичности в проявлении прерывистости процесса.

ГЛАВА 16

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Как указывалось в начале книги, «венцом» регионально-тектонических исследований служит составление тектонических карт, синтезирующих наши представления о структуре той или иной территории (акватории) и истории формирования этой структуры. Вместе с тем тектонические карты являются важнейшим вкладом тектонических исследований в практику, ибо представляют собой основу карт прогноза полезных ископаемых и инженерно-геологического районирования.

16.1. Этапы развития тектонической картографии

Первые попытки создания тектонических карт, вернее схем, относятся к концу XIX — началу XX в. Это были *карты тектонических линий;* на них показывалось простирание складок и разло-

мов, характерное для той или иной складчатой системы или платформы. Считалось, что складчатым системам определенного возраста свойственно и определенное простирание, по крайней мере в пределах одного материка. Для тех регионов, которые еще не были изучены геологически, простирание складчатых систем отождествлялось с простиранием горных хребтов; так поступал, например, Э. Зюсс в отношении Центральной Азии. Карты тектонических линий разного возраста создавались до 50-х годов нашего столетия (схема Дж. Умбгрове для всего мира, 1947). К ним относятся карты А. П. Карпинского (Европейская Россия) и В. А. Обручева (Сибирь).

Вторым этапом в развитии тектонического картографирования явилось *выделение площадей*, формирование складчатой структуры которых завершилось в одну из эпох складчатости, выделенных в 1887 г. М. Бертраном (каледонская, герцинская и др.). Тектоническое районирование Европы по этому принципу было впервые предпринято Э. Огом (1907), но наибольшую известность получила схема Г. Штилле (1924). В 1933 г. были одновременно опубликованы три схемы тектонического районирования СССР: Д. В. Наливкина, М. М. Тетяева и А. Д. Архангельского — Н. С. Шатского. Последняя из них оказалась наиболее удачной, поскольку при ее составлении в качестве основного критерия был использован возраст лишь той складчатости, которая отвечает времени завершения геосинклинального развития и смены геосинклинального режима платформенным.

В 40—60-е годы в связи с накоплением данных геологического картирования, глубокого бурения (в основном нефтяного) и началом использования материалов региональных геофизических съемок и профилей происходит переход к третьему этапу — созданию *обзорных тектонических карт* отдельных крупных стран (СССР, США) и материков. По существу, первой картой этого типа явилась «Тектоническая карта СССР» масштаба 1:4 000 000 под редакцией Н. С. Шатского (1953), переизданная в 1956 г. в масштабе 1 : 5 000 000. «Тектоническая карта США» (1944), как и созданные по ее образцу «Тектоническая карта Канады» (1950) и «Тектоническая карта Австралии» (1961), были не столько тектоническими, сколько структурными. «Тектоническая карта СССР» явилась прототипом для первой «Международной тектонической карты Европы» (1964) под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова. «Тектонической карты Евразии» (1966) под редакцией А. Л. Яншина и международных тектонических карт Северной Америки (1969), Африки (1968), Австралии (1971), Южной Америки (1978), карты Антарктиды (1980) и др.

При некотором различии в деталях легенды для складчатых горных сооружений и выступов фундамента платформ (щиты, массивы) ведущим оставалось районирование по возрасту главной (завершающей, «платформообразующей») складчатости с учетом смены формаций — геосинклинальных орогенными (молассы) — и появления гранитных батолитов. Однако этот метод оказался

недостаточным для показа внутреннего строения складчатых сооружений. Их главный (завершающий) геосинклинальный комплекс на «Тектонических картах СССР» 1953 и 1956 гг. и на «Международной тектонической карте Европы» (1-е изд., 1964) для этой цели был подразделен на отдельные структурные этажи (обычно три) и особо выделен «комплекс основания» (доальпийский в альпийских складчатых системах, догерцинский — в герцинских и т. п.). Под *структурным этажом,* или ярусом (это синонимы), понимаются части складчатого комплекса, разделенные несогласиями. На «Тектонической карте СССР» масштаба 1:2 500 000 под редакцией Т. Н. Спижарского (1966) структурным этажам (ярусам) придан строго генетический смысл — они отвечают определенным стадиям развития геосинклинали и выделяются особо, т. е. в разных хронологических рамках для отдельных складчатых систем нашей страны.

Во втором издании «Тектонической карты Европы» вместо выделения структурных этажей применено расчленение складчатых комплексов по основным фазам деформаций, предшествующим завершающей складчатости. Эти фазы деформаций фактически соответствуют несогласиям, разграничивающим структурные этажи. Расчленению здесь, в отличие от первого издания, подверглись и комплексы основания — они разделены в соответствии с главными эпохами их деформации, например, в альпийских сооружениях среди них выделены герцинские, каледонские и более древние комплексы. Одновременно показано, что они подверглись переработке в завершающую эпоху деформаций (вертикальная штриховка соответствующего цвета). Этот же прием — показ переработки — был использован для докембрийских комплексов щитов и массивов древних платформ, где тектономагматическая переработка особенно широко распространена и интенсивно проявлена.

Вместе с тем со времени перехода к составлению крупномасштабных тектонических карт стало ясным, что для изображения отдельных районов платформ, покрытых осадочным чехлом, необходимо применение другого метода, чем для складчатых комплексов, по двум причинам. Во-первых, фундамент здесь большей частью глубоко погребен под чехлом и его расчленение по возрасту складчатости с той же детальностью, как и для обнаженных складчатых систем, или затруднено, или просто еще невозможно. Во-вторых, чехол содержит залежи важных полезных ископаемых — нефти, газа, угля и других, и показ его структуры имеет существенное практическое значение. Поэтому начиная с «Тектонической карты США» (1944) и «Тектонической карты СССР» (1953) для покрытых чехлом отдельных районов платформы используется разработанный нефтяниками метод стратоизогипс. Предпочтение отдается изображению в изогипсах глубин залегания фундамента; разным ступеням глубин отвечают, кроме того, разные оттенки основного цвета, присвоенного платформам. Чтобы был виден возраст их фундамента (время завершивших его фор-

мирование деформаций), древним и молодым платформам придаются разные гаммы цветов; на картах СССР, Европы, Евразии особые цвета приданы и эпибайкальским платформам. Авторы «Тектонической карты Австралии» (1971) пошли по несколько иному пути: они расчленили платформы по возрасту комплексов их осадочного чехла: позднедокембрийского, фанерозойского, мезокайнозойского. Наконец, третий, близкий ко второму, способ расчленения платформенного чехла применен на «Тектонической карте Белоруссии» под редакцией Р. Г. Гарецкого: на ней выделены участки преобладания (по мощности) отдельных комплексов фанерозойского чехла.

При наличии данных о строении фундамента платформ на карту наносятся границы его разновозрастных блоков и некоторые детали внутреннего их строения, например выявленные геофизическими исследованиями и (или) бурением гранитные массивы; так сделано, например, на «Международной тектонической карте Европы» (2-е изд., 1983). На той же карте для наиболее изученной Восточно-Европейской платформы помещена более мелкомасштабная врезка с показом строения ее фундамента.

Масштаб обзорных карт позволяет в складчатых комплексах и комплексах фундамента показать вещественный состав по крайней мере части структурных этажей, т. е. некоторые характерные формации. Это почти всегда делается в отношении моласс в целях выделения орогенных комплексов, нередко для флиша, для вулканогенных формаций, обычно для орогенных вулканитов, поля развития которых показывают особыми знаками, так же как и платобазальтов (траппов), иногда для других формаций — спилит-диабазовой, спилит-кератофировой. Как правило, в контурах, взятых с геологической карты, показываются интрузивные массивы (плутоны), классифицируемые по составу (ультрабазиты, базиты, гранитоиды). На ряде карт показаны фации метаморфизма, особенно древних комплексов.

В 60-е и последующие годы наряду с обзорными картами в нашей стране широкое распространение получили *региональные тектонические карты* в масштабе от 1 : 500 000 до 1 : 1 000 000. Такие карты в настоящее время изданы для многих бывших союзных республик и регионов (например, для Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Украины, Кавказа, Казахстана). Легенды этих карт с теми или иными вариациями составлены по образцу легенды «Тектонической карты СССР» под редакцией Н. С. Шатского (1956).

Новый этап в развитии тектонической картографии наступил в 70-е годы в связи с распространением идей неомобилизма и особенно пересмотром учения о геосинклиналях на основе идеи об их заложении на океанской коре и о прогрессивной эволюции последней в направлении превращения в кору континентального типа. Соответственно основное тектоническое районирование стало проводиться по времени становления континентальной коры, а расчленение складчатых систем — по стадиям геосинклинального

процесса — океанской, переходной, зрелой континентальной коры. Поскольку практически имелся в виду возраст гранитно-метаморфического слоя, осадочный чехол платформ и осадочный комплекс внешних зон геосинклиналей (миогеосинклиналей) при этом «снимался», в отличие от традиционного типа карт. Первой картой такого типа стала «Тектоническая карта Урала» масштаба 1:1 000 000 (1977), за ней последовали карты Северной Евразии масштаба 1:5 000 000, Северо-Востока СССР, Казахстана. Работа по составлению всех карт проводилась в основном в Геологическом институте АН СССР и возглавлялась А. В. Пейве. Карты близкого типа были изданы за рубежом для Нового Южного Уэльса (Австралия, Э. Шайбнер) и Аппалачей (Г. Вильямс).

В последнее время выяснилась большая сложность строения ряда складчатых поясов, начиная с Североамериканских Кордильер, состоящих как бы из мозаики («коллажа») блоков, перемещенных вдоль сдвигов на расстояние иногда более 1000 км. Это приводит к совмещению блоков, весьма различных по истории и структуре. В легенде новой «Тектонической карты Канадских Кордильер» каждый из таких блоков — так называемых *террейнов* (terranes) получил собственное обозначение.

Все до сих пор упоминавшиеся карты были составлены для континентальных участков земной поверхности (некоторое исключение — «Тектоническая карта Евразии», 1966), и лишь в 70-е годы с накоплением фактического материала стало возможным изображение тектоники дна океанов. Первой «океанской» картой явилась «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли» под редакцией Ю. М. Пущаровского и Г. Б. Удинцева (1970). Карта эта в основном структурно-геоморфологическая; в ней отсутствуют возрастные подразделения, кроме деления на древний Тихий и молодые — Северный Ледовитый и Индийский — океаны, и она не раскрывала историю океанской коры. Это было вполне естественным, ибо ко времени составления данной карты еще не существовало объективных данных для раскрытия истории океанов. Когда такие данные появились в виде материалов глубоководного бурения и картирования линейных магнитных аномалий, американский геолог Б. С. Хейзен с сотрудниками приступили к составлению карт строения ложа океанов, названных ими геологическими, но в действительности более близких к палеогеологическим. Районирование ложа океанов проведено на этих картах по возрасту подошвы осадочного слоя, обычно соответствующему и возрасту кровли второго, базальтового, слоя. Как правило, этот возраст увеличивается от оси срединных хребтов к континентальному подножию.

После создания тектонических карт практически для всех континентов и геологических карт для океанов появилась возможность для составления «Тектонической карты Мира». Первая такая карта, еще малосовершенная, была опубликована в масштабе 1 : 25 000 000 в 1977 г. НИИЗарубежгеологией и МГУ. Тектоническое районирование континентов в ней дано по ранее опубликован-

ным обзорным картам. Структура океанов изображена по глубине залегания второго слоя коры, что примерно соответствует подошве осадочного чехла платформ; кроме того, контуры с отмывкой показывают распространение отдельных базальных возрастных подразделений осадочного слоя. В 1984 г. вышла из печати первая «Международная тектоническая карта Мира» в масштабах 1:15 000 000 и 1:45 000 000. В строении складчатых геосинклинальных систем различаются зоны, заложенные на континентальной (миогеосинклинали, срединные массивы), «переходной» (мезогеосинклинали) и океанской (эвгеосинклинали) коре, а общее их районирование проведено по времени наиболее интенсивных, обычно завершающих деформаций, как правило, совпадающих с региональным метаморфизмом и гранитизацией, т. е. со становлением зрелой континентальной коры. Тем самым достигнуто совмещение традиционного принципа районирования по времени завершающей складчатости и нового принципа районирования по времени становления зрелой континентальной коры. Глобальное обобщение заставило авторов карты отказаться от обычного выделения эпох деформаций под их европейскими названиями: каледонская, герцинская и другие, и выделить их в большем числе с чисто геохронологическими обозначениями — позднепалеозойская, раннемезозойская и т. п. Ложе океана по аналогии с картами Б. С. Хейзена расчленено по геологическому возрасту; изолиниями показано изменение мощности осадочного чехла. Возрастное деление примерно совпадает со структурно-геоморфологическим, ибо все современные срединные хребты имеют возраст коры моложе эоценового, а их гребневая часть ограничивается аномалиями 5 или 4 (поздний миоцен).

Новым крупным шагом вперед в тектонической картографии явилось издание в 1988 г. «Геодинамической карты СССР» в масштабе 1:2 500 000 под редакцией Л. П. Зоненшайна и Л. М. Натапова — первой в мировой практике. Эта карта целиком основана на концепции тектоники плит. На ней четко показаны древние и современные сутуры — границы плит, а внутри плит в пределах складчатых областей цветом выделены комплексы пород, сформированные в различных геодинамических обстановках (например, шельфовые, склоновые, островодужные и т. п.). Их возраст отмечен оттенками цветов и индексами. В некоторых складчатых областях — на Северо-Востоке и Дальнем Востоке — специальными штриховками показаны террейны. Платформенные чехлы дифференцированы слабо.

Отметим еще, что в последние годы наряду с общими тектоническими картами появилось большое число специальных карт.

Таким образом, тектоническое картографирование прошло большой путь и достигло значительных успехов, в особенности в нашей стране. У нас изданы и первые руководства по тектоничес-

кой картографии — Т. Н. Спижарского (1973), Б. П. Бархатова (1979), Ю. А. Косыгина и В. А. Кулындышева (1981). Определились и основные типы тектонических карт.

16.2. Тектонические карты, задачи и методы их составления

Тектонические карты могут быть разделены прежде всего на *общие и специальные*. Те и другие в свою очередь подразделяются на глобальные, обзорные и региональные. *Глобальные карты* изображают строение всей поверхности Земли, всей земной коры как континентов, так и океанов. Их масштаб от 1:15 000 000 до 1:45 000 000. *Обзорные карты* — это карты отдельных континентов и океанов и крупных стран (СССР, США, Канады, КНР, Индия); они издаются в масштабе от 1 : 5 000 000 до 1 : 2 500 000. *Региональные карты* — карты отдельных регионов — платформ, складчатых систем (Урал, Алтай, Кавказ и т. п.), стран (Франция, Италия, Польша и т. п.). Масштаб таких карт обычно от 1:1 500 000 до 1:500 000. Вопрос о целесообразности составления более крупномасштабных тектонических карт является спорным. *Специальные тектонические карты* подразделяются в зависимости от их основного назначения: палеотектонические, неотектонические, фундамента платформ и др.

Как указывалось выше, современные тектонические карты полностью основываются на принципах тектоники плит и являются одновременно *геодинамическими картами,* поскольку в них первостепенное значение придается картированию геодинамических обстановок наряду с сохранением исторического принципа. При этом некоторые составители таких карт, в частности главные редакторы Геодинамической карты СССР, отдают полный приоритет геодинамическим обстановкам, показывая их цветом и обозначая возраст лишь оттенками цвета. Другие авторы, в их числе составители новых изданий тектонических карт Европы, Африки и Северной Америки, сохраняют цвета для выделения образований различного возраста, а геодинамические обстановки, отвечающие этим образованиям, стремятся показать различным крапом и оттенками цветов.

Естественно, что подход к изображению тектоники ложа океанов и континентов должен быть различен и их выделение является первой задачей тектонического районирования. Особого подхода требует и изображение переходных от континентов к океанам областей — пассивных континентальных окраин, внутренних и окраинных морей.

В отношении океанов общепринятым является расчленение их ложа по возрасту кровли второго, базальтового, слоя — подошвы осадочного чехла с использованием линейных магнитных аномалий и данных глубоководного бурения. Возможны три варианта такого подразделения: 1) выделение равновеликих интервалов, скажем по 20 млн лет каждый; преимущество способа в том, что по ширине соответствующих полос можно сразу судить об изменениях скорости спрединга; 2) разделение коры по наиболее отчет-

ливо выраженным и хорошо прослеживаемым магнитным аномалиям; 3) проведение границ в соответствии с возрастным тектоническим подразделением складчатых систем континентов. Наиболее предпочтительно сочетание второго и третьего способов, приводящее к сопоставимости событий на континенте и в океане. В океанах особенно важным представляется проведение современных и отмерших осей спрединга и трансформных разломов. Кроме того, должны быть выделены внутриплитные поднятия, возраст которых должен быть показан в соответствии со временем прекращения вулканической активности.

В пределах континентов важнейшей задачей является выделение структур (швов) между литосферными плитами. В обнаженных складчатых системах это делается на основе геологических критериев, уже упоминавшихся в гл. 9, а под платформенным чехлом — преимущественно по геофизическим данным, с учетом данных бурения.

Следующая задача — расчленение складчатых комплексов по возрасту главных деформаций, т. е. по эпохам и фазам складчатости. Детальность такого расчленения зависит от масштаба карты и, как указывалось выше, желательна сопоставимость с подразделениями океанской коры. Так, одна из подобных границ может быть проведена вдоль границы эоцен—олигоцен, которой в океане соответствует аномалия 13 с возрастом 35 млн лет.

Не менее ответственной и, пожалуй, наиболее сложной задачей, решаемой параллельно и в связи с предыдущей, следует считать определение геодинамической обстановки образования каждого из выделенных геохронологических интервалов. Делается это на основе анализа отвечающих им литодинамических комплексов, охарактеризованных в гл. 10—14. Примерами геодинамических обстановок подвижных поясов служат обстановки островных дуг (вулканических и невулканических), окраинных морей, пред-, меж- и тыльнодуговых прогибов, глубоководных желобов.

Среди раннедокембрийских образований требуют специальных обозначений зеленокаменные и гранулит-гнейсовые пояса.

Определенные трудности возникают при изображении на геодинамических и вообще тектонических картах внутриконтинентальных (эпиплатформенных) орогенов. Связаны они с необходимостью показать, с одной стороны, возраст первичных деформаций, в основном создавших их внутреннюю складчато-надвиговую, а нередко и сдвиговую структуру, и, с другой стороны, эффект вторичных деформаций, наложенных обычно на неотектоническом этапе, по отношению к этой структуре. Если последние носят характер сводового или сводово-глыбового воздымания, оно может быть показано оконтуриванием поднятий ярко-оранжевой полоской. Если позднейшие деформации носили складчато-надвиговый характер, можно использовать штриховку того же цвета.

Большое место в пределах континентальных частей тектонических (геодинамических) карт принадлежит платформенным чехлам разного возраста. С практической точки зрения важно прежде все-

го отразить на картах мощность платформенного чехла и соответственно глубину залегания фундамента. Обычно это достигается, помимо проведения изолиний, использованием оттенков цвета, присвоенного чехлам определенного возрастного диапазона, — фанерозойского на древних платформах, мезозойско-кайнозойского — на молодых. Но такое грубое возрастное расчленение фанерозойского чехла обычно оказывается недостаточным; более дробное может быть достигнуто использованием более широкой гаммы цветов либо проведением контуров распространения отдельных комлексов чехла. Необходимо выделять протоплатформенные чехлы ранне- и среднепротерозойского возраста.

В основании платформенных чехлов обычно обнаруживаются погребенные, врезанные в фундамент ранние авлакогены, на древних платформах заполненные рифейскими отложениями. Должны быть показаны особыми знаками их разломное ограничение и выполнение (крапом). Показ расчленения самого фундамента на блоки, отвечающие раннепротерозойским микроплитам, достигается уже трассированием погребенных сутур между последними. При наличии достаточного материала могут быть даны специальные врезки более мелкого масштаба, чем масштаб самой карты.

На шельфы континентальных окраин и ложе мелководных внутренних морей может быть распространена легенда, принятая для континентов, но с использованием более бледных оттенков тех же цветов. В том случае, если возраст фундамента неизвестен, приходится прибегать к специальным обозначениям.

Континентальные склоны, подножия и ложе глубоководных окраинных и внутренних морей должны быть изображены так, чтобы отразить возраст консолидированной коры океанского или субокеанского типа, мощность и возраст осадочного чехла. Для этого используется полосатая раскраска.

Проявления магматизма привязывают к геодинамическим обстановкам. Соответственно различают: внутриплитный магматизм, континентальный (платобазальты, дифференцированные интрузии, в том числе граниты-рапакиви и «анорогенные» гранитоиды, щелочные базальты, ультраосновные — щелочные плутоны) или океанский (щелочные базальты, их дифференциаты и комагматичные плутоны); магматизм конвергентных границ плит (известково-щелочной и субщелочной островодужный, вулканиты и гранитоиды краевых вулканоплутонических поясов, коллизионные гранитоиды). Особого показа заслуживают офиолиты, встречающиеся либо в виде обдуцированных пластин, либо в виде меланжа.

Региональный метаморфизм может быть отображен цветным крапом. При этом обязательным надо считать показ метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой ступеней, а зеленосланцевый, ввиду его широкой распространенности, может найти свое изображение лишь на относительно крупномасштабных картах. Внемасштабным знаком, чаще всего цветными полосами, приходится показывать, как правило, узкие зоны метаморфизма высокого давления — низкой температуры.

Метаморфические комплексы часто подвергаются переработке, причем нередко многократной, что создает определенные трудности. Для показа переработки приходится использовать штриховку, цвет которой должен отвечать возрасту переработки, а если она проявилась неоднократно, то последнему значительному ее проявлению, игнорируя промежуточные. Слабую переработку удается показывать только на крупномасштабных картах.

Структурные обозначения геодинамических карт, в принципе, не должны сильно отличаться от таковых более традиционных карт. То же касается вулканов, действующих и потухших, гийотов и т. п. Больше следует подчеркивать шарьяжную структуру складчатых сооружений, типа Альп, Скандинавских каледонид, Южного Тянь-Шаня или Восточного Саяна; с выделением, во-первых, тектонических покровов сорванного с фундамента осадочного чехла, далее покровов самого этого фундамента, т. е. верхней, гранитогнейсовой консолидированной континентальной коры, а в редких случаях и гранулитовой нижней коры и, наконец, офиолитовых покровов, затрагивающих всю былую океанского типа кору, а местами и верхи мантии. Сделано это может быть с помощью различных цветов для фронтов шарьяжей. Особого внимания заслуживают и сдвиги, а также связанные с ними сдвигово-раздвиговые (pull-apart) впадины.

16.3. Специальные тектонические карты

К специальным (специализированным) тектоническим картам относятся карты, которые либо отображают один какой-то аспект тектонического строения или развития региона, либо один какой-то этап или момент его тектонической эволюции. В принципе, число типов таких карт может быть очень велико, и мы остановимся здесь лишь на наиболее важных и распространенных.

К ним относят *структурные* (структурно-тектонические) *карты* с изображением структуры в стратоизогипсах или линий осей складок и разломов. Выше уже упоминалось, что тектоническая карта США (1944) представляла собой фактически карту этого типа. Подобные карты служат для характеристики внутренней структуры нефтегазоносных, угольных, соленосных, железорудных бассейнов. Далее, к числу специальных тектонических карт принадлежат карты *со снятым осадочным чехлом;* составляемые в первую очередь для платформ, а также и внешних зон геосинклиналей, развивающихся на той же континентальной коре. К этому типу карт относятся «Карта фундамента территории СССР» (1974), к нему можно отнести и карты Северной Евразии, Урала, Северо-Востока СССР, Казахстана, районирование в которых произведено по времени становления континентальной коры, точнее ее гранитно-метаморфического слоя.

В последнее время получают распространение тектонические карты, составленные на основе или с широким использованием данных съемок из космоса; это *космотектонические карты.* На не-

которых из них использована вся космическая информация, как, например, на «Космотектонической карте СССР», подготовленной объединением «Аэрогеология»; на других — часть этой информации, например, на «Карте разломной тектоники СССР» (1978) или на «Карте кольцевых структур СССР» (1982). Для многих регионов опубликованы карты трещиноватости, составленные по космоснимкам с американского спутника «Лэндсат».

Особая категория специальных тектонических карт — *палеотектонические карты.* Их необходимость вытекает из того, что на общих тектонических картах не удается раскрыть с достаточной детальностью тектоническую историю региона. На палеотектонических картах это делается одним из двух способов: эти карты составляются либо для последовательных этапов развития региона — *поинтервальные карты,* либо для отдельных, обычно переломных моментов его истории («моментальные» карты). Поинтервальные карты стали публиковаться начиная с 60-х годов: карты в масштабе 1:7 500 000 Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (1967—1968), затем палеотектонические карты СССР в масштабе 1:5 000 000, изданные ВСЕГЕИ (1977), и палеотектонические карты США для отдельных систем; однако последние являются палеотектоническими лишь по названию, они ближе по легенде к нашим литолого-палеогеографическим. Эти первые палеотектонические карты были составлены с фиксистских позиций и с учетом, по существу, лишь вертикальных движений. Основой палеотектонического районирования служило распределение осадочных и вулканогенных формаций и их мощностей, проявления интрузивного магматизма разного состава и складчатых деформаций.

Эти палеотектонические карты сохраняют свое значение для платформенных территорий, но явно не отвечают действительности на площади подвижных поясов, поскольку теперь известно, что последние являлись ареной значительных горизонтальных перемещений. С возрождением мобилизма и появлением концепции тектоники плит стали создаваться палеотектонические карты, вернее, схемы совершенно иного стиля, с применением палинспастических реконструкций. Такие реконструкции в глобальном масштабе производятся на основе палеомагнитных данных, а для последних 160 млн лет также данных по линейным магнитным аномалиям, океанского ложа и трансформным разломам, которые дают возможность определить положение полюсов раскрытия, направление и скорость относительного перемещения литосферных плит. Эти данные закладываются в программы ЭВМ, что позволяет графически воспроизвести относительное положение континентов в любой момент времени (см., например, схемы в книге Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостина «Введение в геодинамику»). Для более ранних эпох подобная точность недостижима и построения носят все более схематический характер.

Как для глобальных, так и особенно для региональных мобилистских реконстракций большое значение имеют признаки, ука-

зывающие на положение границ и характер взаимных перемещений литосферных плит. Очень важно установить тип континентальных окраин — пассивный или активный, активный западно-тихоокеанского или андского типа, а также положение, направление и, по возможности, угол наклона палеозон субдукции. Выходы таких зон на поверхность трассируются по зонам серпентинитового меланжа и глаукофанового метаморфизма, а направление и угол их наклона — по расстоянию до сопряженных вулканических дуг и поясов метаморфизма умеренного или низкого давления; по направленности изменения химического состава вулканитов и гранитоидов.

Интенсивно смятые, изоклинально-чешуйчатые толщи, флишевых, вулканогенно-обломочных отложений; особенно с участием офиолитов, интерпретируются как древние аккреционные призмы, а несогласно перекрывающие их обломочные, карбонатно-обломочные отложения — как образования преддуговых или тыльнодуговых прогибов. Вулканоплутонические пояса служат показателями окраин андского типа, континентальные обломочные формации и эвапориты — пассивных окраин на рифтогенной стадии их развития. Флишевые, сланцево-граувакковые и кремнисто-сланцевые толщи указывают на условия континентального склона и подножия; барьерные рифы — на перегиб от склона к шельфу, мелководно-морские карбонатные и песчано-глинистые осадки малой или умеренной мощности — на обстановку шельфа на зрелой стадии развития пассивной окраины. Молассы намечают положение передовых и межгорных прогибов и, косвенно, горных сооружений.

Использование всех этих признаков — *формационно-динамических (литодинамических) комплексов* — дает возможность наметить границы континентов и океанов, выявить характер этих границ и положение отдельных элементов зон перехода, в частности шельфов, склонов и подножий, окраинных морей, островных дуг; вулканических и невулканических, преддуговых и тыльнодуговых прогибов, глубоководных желобов, а также горных сооружений, передовых и межгорных прогибов в пределах континентов. Важны также показатели внутриплитной тектоники — проявления щелочно-базальтоидного магматизма — свидетели континентального рифтогенеза, а в океанах — образований внутриплитных поднятий (характерны рифовые надстройки), линейное накопление обломочных и эвапоритовых толщ, также указывающее на континентальный рифтогенез, трапповые поля, кимберлиты, карбонатиты — признаки активизации. Хорошими примерами мобилистских (палеотектонических) реконструкций могут служить реконструкции Л. М. Парфенова для Северо-Востока СССР и Ю. Г. Гатинского для Юго-Востока Азии.

Логическим продолжением палеотектонических карт являются *неотектонические карты*, составляемые как для всего неотектонического этапа (олигоцен—квартер), так и для отдельных его отрезков. Карты новейшей тектоники СССР масштаба 1:5 000 000, составленные под руководством Н. И. Николаева и С. С. Шульца

и изданные в 1960 и 1982 гг., как и палеотектонические карты этого периода, показывают в основном проявление вертикальных движений и поэтому, как и последние, сохраняют свое значение лишь для платформ. Очевидно, что более современные карты должны строиться на палинспастической основе и на основе принципов, изложенных выше для палеогеодинамических реконструкций, но, разумеется, с учетом и вертикальных движений, реконструируемых по мощности осадочных и подводно-вулканогенных толщ. Это касается и карт для доолигоценовых геологических эпох.

Завершением серии палео- и неотектонических карт или, напротив, их отправным пунктом должно являться составление карт современной тектоники (актуотектоники). В настоящее время нам известны два типа таких карт: один из них — это карты современных вертикальных движений (например, карта Восточной Европы), другой, отражающий исключительно горизонтальные движения, — это *карты* (схемы) так называемой *мгновенной кинематики плит;* на них показываются современные границы плит и векторами — направление их смещения и скорости (в см/год). Первая такая карта была опубликована К. Ле Пишоном еще в 1968 г., за ней последовали карты Дж. Б. Минстера, Т. Г. Джордана и др. (1974), С. А. Ушакова (1977) и, наконец, Де Метса и др. (1990), так называемая модель NUVEL. Совершенно очевидна необходимость составления таких карт, на которых одновременно отображались бы и горизонтальные и вертикальные движения.

ГЛАВА 17

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

17.1. Основные этапы развития земной коры. Образование планеты Земля и наиболее ранний, «догеологический», этап ее развития (4,6—4,0 млрд лет назад)

В настоящее время почти единодушно признается, что наша планета вместе с Солнцем и другими планетами образовалась из газопылевого облака, включавшего и довольно крупные обломки, под влиянием импульса, связанного со вспышкой Сверхновой звезды: в составе тел Солнечной системы есть тяжелые элементы, которые не могли синтезироваться в термодинамических условиях самой Солнечной системы и появились благодаря нуклеосинтезу во время вспышки Сверхновой. Кроме того, эта вспышка должна была породить гравитационную волну, которая непосредственно способствовала сжатию газопылевого облака и началу конденсации составлявшего его рассеянного материала.

Формирование планеты Земля путем аккреции составивших ее частиц — планетезималей — должно было протекать очень быстро, в течение сотни миллионов лет. Существуют разные мнения

по вопросу о том, являлась ли эта аккреция гомогенной, т. е. не сопровождалась разделением исходного материала по составу, или гетерогенной, с образованием сначала железного ядра из материала типа железных метеоритов. Наиболее вероятной, по общим соображениям, представляется промежуточная точка зрения — первоначально образовалось лишь внутреннее ядро, а внешнее возникло уже позднее, в ходе глубинной дифференциации мантийного материала на железо, вероятно, с примесью никеля, стекающее в ядро, и силикаты, поднимающиеся в мантию. Слой D″ на границе ядра и мантии может представлять современную зону такого разделения. Эта дифференциация, постепенно замедляясь, может продолжаться и до настоящего времени, сопровождаясь выделением тепла.

Как бы то ни было, в эпоху 3,5 млрд лет назад внешнее ядро Земли уже должно было существовать и было расплавленным, ибо с этого времени породы земной коры обнаруживают остаточную намагниченность. Вместе с тем имеются серьезные основания полагать, что рост внутреннего ядра за счет внешнего также продолжался в дальнейшем, особенно начиная с границы архей — протерозой.

Земля уже в процессе аккреции должна была существенно разогреться вследствие соударения слагавших ее планетезималей и особенно выделения ядра, хотя бы только внешнего. Этому еще дополнительно способствовали начавшийся распад естественно-радиоактивных элементов, первоначальный запас которых был значительным, причем отдельные изотопы (^{26}Al, ^{127}I и некоторые другие) вскоре вымерли, продолжавшаяся дифференциация мантийного вещества и, наконец, твердые приливы, вызываемые гравитационным притяжением еще близко расположенной Луны. Луна должна была возникнуть ненамного позже рождения Земли, как об этом свидетельствует возраст ее древнейших пород — 4,4 млрд лет. В отношении происхождения Луны наиболее популярна теперь гипотеза, согласно которой она образовалась из материала, выброшенного за предел Роша[1] при ударе, вызванном падением на Землю крупного астероида, по размеру близкого Марсу.

Разогрев Земли на самой ранней стадии ее развития мог вызвать, по убеждению многих специалистов, плавление не только внешнего ядра, но и более поверхностных частей планеты, вплоть до возникновения так называемого магматического океана. По другой версии, наиболее поверхностная часть твердой Земли не была расплавлена, но расплавленная зона — прототип астеносферы — возникла на небольшой глубине. Так или иначе, это создавало условия для выплавления из мантии первичной коры основного состава. Породы этой коры нигде не обнаружены и, возможно, не сохранились, за исключением ксенолитов в более молодых образованиях. Самые древние породы Земли имеют воз-

[1] Предел Роша — воображаемая сфера вокруг Земли, за пределами которой земное притяжение уже не в состоянии вернуть частицы на Землю.

раст 4,0—3,8 млрд лет; они обнаружены на Украинском щите (основные породы, возможно, в виде включений в несколько более молодых тоналитах), на Канадском щите (провинция Слейв), в юго-западной Гренландии. Но в Западной Австралии в кварцитах с возрастом около 3,5 млрд лет открыты зерна циркона, датированные в 4,3—4,2 млрд лет; это древнейшие минералы на Земле. Так как цирконы характерны скорее для кислых пород, можно предполагать, что уже в эту отдаленную эпоху могли образоваться породы кислого состава. Тем не менее аналогия с Луной, где древнейшие породы, как, впрочем, и более молодые, представлены базальтами и анортозитами, состав предполагаемых ксенолитов и общие петрологические соображения (о том, что значительные количества кислых пород не могут быть продуктом прямого плавления мантии) склоняют к мысли об основном, базальтовом, составе первичной коры Земли.

Важным фактором развития Земли на рассматриваемом этапе и несколько позднее, в интервале 4,2—3,8 млрд лет — в основном по аналогии с Луной и ее морями, должна была быть еще метеоритная бомбардировка. Если расплавленный слой находился на некоторой глубине под твердым слоем, наиболее крупные метеориты (астероиды) при падении могли пробивать этот слой и образовывать кратеры, заполнявшиеся базальтовой лавой. Некоторые исследователи предполагают, что такие кратеры могли в унаследованном виде сохраниться в современной структуре коры.

Уже на данном этапе могла начать формироваться атмосфера Земли, что подтверждается изотопией благородных газов. Предполагают, что начало этому процессу положило выделение газов при соударении планетезималей. Но гидросферы еще не существовало, так как поверхность Земли если и не была расплавленной, то во всяком случае обладала достаточно высокой температурой.

Итак, уже на самом раннем этапе развития началось расслоение Земли на оболочки — ядро, внутреннее и, возможно, внешнее, мантию, кору и атмосферу.

Раннеархейский этап. Формирование протоконтинентальной коры (4,0—3,5 млрд лет). Этот этап уже документирован породами соответствующего возраста, обнаруженными хотя и в отдельных небольших участках, но практически на всех континентах и на всех древних кратонах, в частности на Балтийском, Украинском и Алданском щитах. Породы этого возраста, относимые у нас к катархею, а за рубежом к нижнему архею, представлены в основном гранитогнейсами тоналитового состава, нередко именуемыми просто «серыми гнейсами» и отличающимися преобладанием в составе щелочей натрия над калием. Однако встречены и основные породы данного возраста и даже осадочные, образовавшиеся в водной среде, — таковы ставшие знаменитыми породы серии Исуа в юго-западной Гренландии с возрастом 3,8 млрд лет.

Происхождение тоналитовых гранитогнейсов, представляющих кору, уже близкую, хотя и не тождественную, современной континентальной, — еще не решенная проблема. Некоторые исследо-

ватели допускают ее выплавление непосредственно из мантии, учитывая, что в эту эпоху она была еще сильно насыщена флюидами, в том числе водой. Другой возможный путь образования «серых гнейсов» — метасоматическая переработка первичной базальтовой коры теми же мантийными флюидами. И третий путь — переплавление этой коры при участии тех же флюидов. Этот последний процесс представляется наиболее вероятным.

Остается неясным, на какую площадь распространилось образование серогнейсового протосиаля и привело ли оно к возникновению сплошного слоя. Редкая встречаемость цирконов с возрастом более 3,5 млрд лет в более молодых обломочных породах приводит к выводу, что скорее всего протоконтинентальная кора к началу архея выступала над поверхностью мелководного протоокеана отдельными островами. Но эти острова, как мы увидим ниже, вполне могли послужить ядрами будущих материков.

Таким образом, на втором этапе своего развития Земля обогатилась еще двумя оболочками — протоконтинентальной корой и гидросферой. Более того, обнаружение следов жизни в серии Исуа свидетельствует и о появлении биосферы. Приповерхностный расплавленный слой заместился лишь частично подплавленной астеносферой, которая начиналась непосредственно под тонкой и еще пластичной корой.

Средне- и позднеархейский этап. Возникновение собственно континентальной коры и становление первой Пангеи (3,5—2,5 млрд лет). На этом этапе широкое развитие получили зеленокаменные пояса, характеристика которых была дана в гл. 13. В течение архея сменилось несколько генераций подобных поясов, которые закладывались по крайней мере в среднем архее предпочтительно на утоненной протоконтинентальной коре. Последняя испытывала при этом дальнейшее утонение (пластичный рифтинг) и насыщалась основными и ультраосновными магматитами, что способствовало ее утяжелению и погружению. Появление в позднем архее известково-щелочных вулканитов и нормальных гранитов свидетельствует о начале субдукции этой субокеанской коры под протоконтинентальную, т. е., по существу, о начале плитнотектонического мегаэтапа развития нашей планеты[1]. Зеленокаменные пояса последовательно причленялись к ядрам протоконтинентальной коры, которая на значительных площадях подверглась переплавлению с образованием уже калиевых гранитоидов. В конечном счете этот процесс привел к созданию обширных гранит-зеленокаменных областей с настоящей континентальной корой, которые составили основу фундамента будущих древних платформ — кратонов. Судя по тому, что низы этой коры испытывали метаморфизм гранулитовой фации, требующий не только высоких температур, но и высоких давлений, мощность коры достигла уже нормальных для современной континентальной коры значений поряд-

[1] По другим представлениям, механизм плитной тектоники начал проявляться уже в среднем и даже раннем архее.

ка 30—35 км. По некоторым подсчетам, площадь, занимаемая архейской корой, составляет не менее 70% от общей площади современной континентальной коры. Существуют серьезные основания считать, что к концу архея эта кора сформировала уже единый и крупный континентальный массив — суперконтинент Пангею. На это указывает отсутствие унаследованности между архейскими и раннепротерозойскими подвижными поясами, наложенный характер последних и то обстоятельство, что в их основании обнаруживается все больше переработанной архейской коры.

Но если существовала эпиархейская Пангея, то должен был существовать и ее антипод — мировой океан Панталасса с базальтовой корой океанского типа. Предпосылкой для образования Панталассы и для возникновения характерной для Земли диссимметрии — на одной стороне Пангея (меньших размеров), на другой — Панталасса больших размеров — могло быть то самое падение на Землю астероида, которое привело к выбросу материала, создавшего Луну. Эпиархейская Панталасса была, очевидно, менее глубокой, чем современный Мировой океан, но не за счет меньшего, чем в настоящее время, перепада отметок (так как континентальная кора уже достигла близких к современным значений и, следовательно, контраст между ней и океанской корой был примерно такой же), а за счет меньшего объема воды. Впрочем, интенсивность флюидного потока из мантии, в том числе темп выделения воды в архее, должна была еще оставаться весьма высокой.

Главным итогом развития Земли в архее являлось, несомненно, становление зрелой континентальной коры с ее разделением на верхнюю и нижнюю разного состава, степени метаморфизма и разных реологических свойств. Конвекция в мантии, судя по расположению зеленокаменных поясов, их отношению к серогнейсовым ядрам и последовательности развития, приняла более упорядоченную форму по сравнению с предыдущими этапами, когда она была скорее хаотической.

Раннепротерозойский этап. Распад первой Пангеи, обособление платформ и подвижных поясов. Дальнейшее разрастание континентальной коры (2,5—1,7 млрд лет). К концу архея вследствие снижения теплового потока и охлаждения кора, по крайней мере в своей верхней части, стала достаточно жесткой и хрупкой для образования устойчивой сети трещин и разломов. Об этом наиболее наглядно свидетельствуют рои даек основных магматитов, известные на ряде щитов древних платформ; крупнейшая из них — Великая дайка Зимбабве в Южной Африке. Дробление привело в середине раннего протерозоя, между 2,2 и 1,9 млрд лет назад, к распаду эпиархейской Пангеи на большое число отдельных блоков, которые затем сохраняли устойчивое положение с поверхностью, близкой к уровню океана, о чем свидетельствует накопление осадочного чехла из мелководно-морских или континентальных отложений в пределах плоских впадин — протосине-

клиз. Среди осадочного чехла протоплатформ встречаются покровы платобазальтов и реже более кислых вулканитов. Чехол этот нередко обнаруживает некоторый метаморфизм, близ разломов и интрузий он может достигать амфиболитовой фации. В него местами внедрены гранитогнейсовые купола, образованные за счет ремобилизации архейского кристаллического фундамента. Известны также расслоенные интрузии от ультраосновного и основного состава до кислого; некоторые из них достигают очень крупных размеров — Бушвельд в Южной Африке, Стиллуотер в Восточных Скалистых горах Северной Америки. С ними и с дайками связаны руды хрома, никеля, кобальта, платины, меди, золота и др. Дислокации протоплатформенного чехла выражены пологими складками и сбросами.

Появляются на протоплатформах и собственно рифтогенные структуры — протоавлакогены. Они содержат такие же типы осадков, что и плоские протосинеклизы, но повышенной мощности и часто в сочетании с покровами и силлами основных и ультраосновных магматитов. Такие протоавлакогены известны на Балтийском щите — Печенгский и Имандро-Варзугский на Кольском полуострове, а также на Канадском щите. Между протоплатформенными блоками, имевшими полигональные, определенные разломами очертания, пролегли подвижные пояса, образованные за счет раздвига протоплатформ. В одних из них возникли оси спрединга, что доказывается присутствием офиолитов, в других рифтогенез ограничился утонением и переработкой континентальной коры с ее превращением в субокеанскую. Оба эти типа подвижных поясов, образованные в обстановке растяжения, становились зонами накопления мощных осадков и вулканитов, испытывая в дальнейшем интенсивное сжатие, складчато-надвиговые деформации с вергентностью в сторону протоплатформ, гранитизацию и региональный метаморфизм и превращаясь в складчатые системы. Как указывалось в главе 12, их часто именуют протогеосинклиналями.

Протогеосинклинали обладают шириной в сотни, длиной в многие сотни и иногда более 1000 км. В большинстве из них, подобно более молодым аналогам, уже можно различать внешние зоны с осадками шельфового (кварциты, доломиты, джеспилиты) или склонового (аргиллиты, граувакки, флиш) характера и внутренние, где получают широкое распространение толеитовые базальты наряду с относительно глубоководными осадками. Заключительные деформации и поднятия охватывают в первую очередь внутренние зоны, а во внешних за счет их развития отлагаются молассы. Все сказанное наиболее типично представлено в протогеосинклиналях Канадского щита (Уопмей, Трансгудзонская, Лабрадорская, Пенокийская), а в других преобладают условия либо внутренних (Свекофеннская на Балтийском щите), либо внешних (Курско-Криворожская) зон.

Особый тип подвижных поясов, появившийся в конце архея, но начавший играть существенную роль в строении земной коры в

раннем протерозое, образуют гранулито-гнейсовые пояса, характеризующиеся особенно интенсивным сжатием на заключительной стадии развития, вследствие коллизии ограничивающих их континентальных блоков (протоплатформ), и глубоким метаморфизмом слагающих их пород, достигающим гранулитовой ступени.

Развитие подавляющего числа раннепротерозойских подвижных поясов, за очень редким исключением, завершилось в конце рассматриваемого этапа, что привело к сращиванию ранее разделенных ими континентальных блоков, их наращиванию новообразованной континентальной корой и тем самым к восстановлению единства Пангеи, вероятно превосходившей по площади первую, эпиархейскую.

Поскольку раннепротерозойские протоплатформы с обрамляющими их полосами океанской или субокеанской коры имели, как правило, в поперечнике не более 1 тыс. км, а оси спрединга и рифтинга образовывали более густую сеть и обладали более значительной суммарной длиной, чем в позднем докембрии и фанерозое, раннепротерозойская тектоника вполне заслуживает названия «тектоника малых плит», данного ей канадским геологом А. М. Гудвином. В ее основе лежала мелкоячеистая конвекция в мантии, несколько иная по форме, чем в архее. Это была следующая ступень в развитии тектоники плит по сравнению с архейской.

Среднепротерозойский этап. Частичный распад и восстановление единства второй Пангеи (1,7—1,0 млрд лет). Характер развития земной коры на данном этапе остается не вполне ясным вследствие ограниченной распространенности отложений нижнего и среднего рифея. Это особенно касается нижнего рифея и позволяет предполагать, что в раннем рифее образованная в конце раннего протерозоя вторая Пангея в основном сохраняла свою сплошность, подвергаясь лишь некоторому раскалыванию с образованием континентальных рифтов, в дальнейшем превращавшихся либо в интракратонные внутриплитные складчатые системы, либо в авлакогены.

Пангея в раннем рифее подвергалась значительному разогреву вследствие накопления тепла под ее мощной корой. Это привело к широкому проявлению кислого субаэрального вулканизма и становлению столь характерных для этого времени крупных стратиформных плутонов габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви.

В среднем рифее деструкция Пангеи заметно прогрессировала, о чем свидетельствует появление офиолитов, но к концу этой эры бóльшая часть подвижных систем завершила свое развитие, снова спаяв обособившиеся части Пангеи в единый суперконтинент.

Позднепротерозойско-раннепалеозойский этап. Деструкция протерозойской Пангеи, заложение и начало развития подвижных поясов неогея (1,0—0,4 млрд лет). В позднем рифее, особенно во второй его половине, деструкция Пангеи приводит к полной ее дезинтеграции с обособлением древних платформ — кратонов, ядер современных материков, — и заложением широких подвиж-

ных поясов на начальной стадии палеоокеанов, которые затем эволюционируют на протяжении фанерозоя. Это такие океаны, как Япетус, прото-, а затем палео-Тетис, палео-Азиатский и палео-Арктический океаны. Из них только Япетус закончил свое развитие уже в конце данного этапа, что привело к объединению Северной Америки и Восточной Европы в Лавруссию, остальные продолжили его на следующем этапе.

Вместе с тем на этом этапе проявилось определенное различие в эволюции северной и южной частей Пангеи. В то время как в северной части деструктивные тенденции господствовали почти на протяжении всего этапа (в Япетусе до позднего ордовика), в ее южной части уже к началу палеозоя они сменились обратными тенденциями замыкания существовавших здесь узких рифейских подвижных систем, в результате чего возник объединивший южную группу материков суперконтинент Гондвана.

Платформы в среднем и позднем рифее переживали авлакогенную стадию своего развития, местами затянувшуюся до кембрия (Северная Америка), но в большинстве из них (Восточная Европа, Сибирь, Китай, Корея) завершившуюся в венде с переходом к следующей, плитной, стадии эволюции.

В рифее и начале палеозоя еще продолжалось развитие некоторых гранулито-гнейсовых поясов, выступавших как линейные зоны поднятий и повторного метаморфизма. Таковы Мозамбикский пояс в Восточной Африке, Восточно-Гатский в Индии, Приатлантический в Бразилии и некоторые другие. Однако отдельные пояса этого типа, в частности классический Гренвильский, закончили свое активное развитие уже к позднему рифею, в одноименную эпоху тектогенеза.

Тектоника плит с позднего рифея приобрела свой современный характер и сопровождалась всеми своими атрибутами — офиолитами, островодужными вулканитами и гранитными батолитами, метаморфитами высокого давления — низкой температуры и др. Установилась, очевидно, и близкая к современной картина конвективных течений в мантии, с обособлением двух главных систем, отдельно в нижней и верхней мантии.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап. Возрождение Пангеи (0,4—0,2 млрд лет). На этом этапе межконтинентальные подвижные пояса, образовавшиеся за счет распада позднепротерозойской Пангеи, — палео-Азиатский, Тетис (Средиземноморский), а отчасти и палео-Арктический — стали испытывать нарастающее сжатие, охватываться складчато-надвиговыми деформациями, гранитизацией, региональным метаморфизмом и перерождаться в складчатые горные пояса. Этот процесс резко усилился в середине карбона и достиг своей кульминации в середине триаса. Он привел сперва к замыканию северной части палео-Азиатского океана и к объединению Лавруссии с Сибирью в суперконтинент Лавразия, а затем к смыканию Лавразии с Гондваной за счет западной части Тетиса; последний сохранился лишь в виде залива на востоке. В итоге все континентальные массивы вновь оказались

объединенными в суперконтинент, ту самую Пангею, о которой писал Вегенер, не подозревавший, однако, о существовании более ранних, докембрийских Пангей. Отмирание складчато-орогенных поясов, смена в них орогенного режима платформенным привели к возникновению молодых платформ — Скифско-Туранской, Западно-Сибирской, Дунбэйской, Восточно-Австралийской, Патагонской, которые нарастили древние платформы или заполнили промежутки между ними. Но настоящий платформенный чехол на них стал накапливаться лишь в следующем этапе, а во второй половине данного этапа они переживали стадию, сходную с авлакогенной стадией развития древних платформ, — тафрогенную.

Между тем окраины Тихого океана продолжали свое активное развитие в южной его половине, на периферии Австралии, Антарктиды и Южной Америки оно шло по андскому типу и проявлялось в основном в существовании вулканоплутонических поясов. В северной половине, близ Азии и Северной Америки, развивались вулканические дуги и окраинные моря; существовали здесь и микроконтиненты. Надо полагать, что акватория Тихого океана на рассматриваемом этапе расширилась за счет осушения, полного или частичного, других океанов, но следы этого можно усматривать лишь в офиолитах соответствующего возраста, распространенных по периферии этого океана.

Развитие самой Пангеи далеко не было спокойным. Первоначально оно выразилось в образовании в ее гондванской части в конце карбона — начале перми мощного покровного оледенения, вызвавшего резкое эвстатическое понижение уровня Мирового океана. Затем все более стал ощущаться разогрев верхней мантии под суперконтинентом, что вызвало вспышки траппового магматизма — в конце перми — начале триаса в Сибири, в Тунгусской синеклизе и на юге Таймыра, в конце триаса — середине юры в Патагонии, Южной Африке, Антарктиде, о. Тасмания, которые тогда тесно примыкали друг к другу. Развивались и процессы рифтообразования, особенно интенсивного с середины триаса, тем самым предваряя начало распада Гондваны, наступившее в конце средней юры.

Позднемезозойско-кайнозойский этап. Распад Пангеи и образование молодых океанов. Формирование современной структуры и рельефа Земли (0,2—0 млрд лет). Главным событием последнего крупного этапа истории Земли и развития земной коры был распад Пангеи, начавшийся, как только что указывалось, в конце средней юры, в бате — келловее, и продолжающийся до наших дней. Начало было положено образованием Центральной Атлантики, соединением ее с Тихим океаном через Карибский пролив и с реликтовым Тетисом через Западное Средиземноморье, т. е. восстановлением широкого океанского пространства, разделявшего Лавразию и Гондвану до позднего палеозоя. Одновременно началось обновление коры Тихого океана. В конце юры — начале мела стала проявляться, нарастая, другая тенденция — формирования долготно ориентированного Атлантического и северной части

Индийского океана, а также широтного океана, опоясывающего Антарктиду. Это привело, особенно заметно с середины мела, к смене расширения Тетиса его сокращением, сближением Евразии с обломками Гондваны: Африкой — Аравией, Индией и Австралией, а в результате — к началу формирования гигантского Альпийско-Гималайского складчатого горного пояса, резко усилившегося в конце эоцена. Аналогичный процесс затронул и реликты палео-Арктического и палео-Азиатского океанов, превратившихся после палеозоя в апофизы Тихого океана — Южно-Анюйский, Амуро-Охотский; первый закрылся в раннем мелу, второй — уже в поздней юре.

Тихий океан вследствие раскрытия молодых океанов должен был испытать сокращение, а его активные окраины сомкнулись, образовав почти сплошной Круготихоокеанский подвижный пояс — «Тихоокеанское кольцо». Этот пояс отличался и продолжает выделяться и в современную эпоху своей исключительно высокой тектонической, включая сейсмическую, и магматической активностью. Отдельные его звенья развивались, однако, несколько поразному. На северо-западной, азиатской, окраине в первую половину этапа шла аккреция вулканических дуг и микроконтинентов, которая привела к преобразованию этой окраины в окраину андского типа, с краевым вулканоплутоническим поясом, протянувшимся от Чукотки (и Аляски) до Калимантана. Подобный пояс в начале этапа существовал вдоль восточной окраины Австралии, от Новой Гвинеи до Новой Зеландии. Но потом сначала на юге, где в позднем мелу раскрылось Тасманово море, а затем все дальше к северу, достигнув в миоцене западной части Берингова моря, образовался почти непрерывный пояс окраинных морей, отделивших от материков островные дуги (некоторые были новообразованными), т. е. сформировался тот тип активных окраин, который мы именуем западно-тихоокеанским.

Несколько по-другому протекало развитие восточной половины Тихоокеанского подвижного кольца. На окраине Северной Америки активно шел процесс ее наращивания различными террейнами, пока она не превратилась в окраину андского типа, но затем в олигоцене началось столкновение с ней Восточно-Тихоокеанского поднятия, значительный его отрезок ушел под континент и североамериканская окраина на калифорнийском участке превратилась в трансформную. Южно-американская окраина в центре и на юге, а также антарктическая сохраняли свой андский тип на протяжении всего этапа, но в Антарктиде шло постепенное отмирание зоны субдукции и к настоящему времени она сохранилась лишь против северной оконечности Антарктического полуострова и смежных архипелагов. В олигоцене нарушилась связь между Южной Америкой и Антарктидой, между Андами и Антарктандами в связи с образованием спредингового бассейна моря Скотия. В Северных Андах еще раньше произошла аккреция вулканической дуги и окраина приобрела тот же характер, что и южнее.

Рубеж эоцен—олигоцен явился важным переломным моментом в рамках рассматриваемого этапа. На этом рубеже, по существу, завершилось формирование главных черт современных структуры и рельефа Земли — распределение континентов и океанов, платформ и подвижных поясов, включая срединно-океанские хребты, и началось образование подавляющего большинства современных горных сооружений. В Азии к северу от Альпийско-Гималайского пояса в качестве побочного эффекта столкновения Индии с Евразией возник могучий Центральноазиатский горный пояс. Вдоль западных окраин обеих Америк протянулся столь же мощный пояс Кордильер, сомкнутый Центральноамериканской и Антильской вулканическими дугами. Поднялись и другие горные системы, многие из которых явились лишь возрождением более древних, палеозойских.

Все это вполне оправдывает выделение особой, *неотектонической, стадии* развития земной коры, подчиненной, однако, более крупному позднемезозойско-кайнозойскому этапу. По значению этот этап сравним с позднепротерозойско-раннепалеозойским, который также знаменовался распадом Пангеи и новообразованием океанских впадин.

Позднемезозойско-кайнозойский этап в истории Земли известен много лучше предыдущих благодаря большей полноте геологических данных и, в первую очередь, той огромной информации, которая заключена в океанской литосфере. Только для этого этапа по магнитным аномалиям океана могут быть детально восстановлены проявления спрединга и относительные перемещения плит, что создает возможность корреляции всех главных форм тектогенеза. Результаты такого исследования, проведенного М. Г. Ломизе, отражены на диаграмме (рис. 17.1). На ней видна прямая корреляция между интенсивностью спрединга (*II*) и субдукции (*III*), предсказанная тектоникой плит. Ясно выражена и прямая корреляция общего хода эвстатической кривой (*I*) с кривой спрединга, что подтверждает представление о решающем влиянии суммарного объема срединных хребтов на уровень океана. Столь же отчетлива (но отрицательна) корреляция всех этих величин с частотой инверсии геомагнитного поля (*IV*), вероятно, они контролируются общими причинами. В совокупности по всей этой группе графиков (*I—IV*) вырисовываются альпийский тектонический цикл, а также осложняющие его максимумы и минимумы. Особенно выделяется позднемеловая кульминация тектонической и магматической активности, которая, как известно, является выдающимся событием в масштабах всего фанерозоя.

Главные эпохи складчатости и рифтогенеза, составляющие другую группу проявлений тектогенеза (*V*), чередуются между собой и служат выражением пульсационного ритма с переходом от условий господствующего сжатия к условиям господствующего растяжения. Пульсационный ритм накладывается на согласованный ход кривых перемещения литосферы (*I—IV*), которые имеют иную периодичность и, возможно, иную природу. Вместе с тем этот

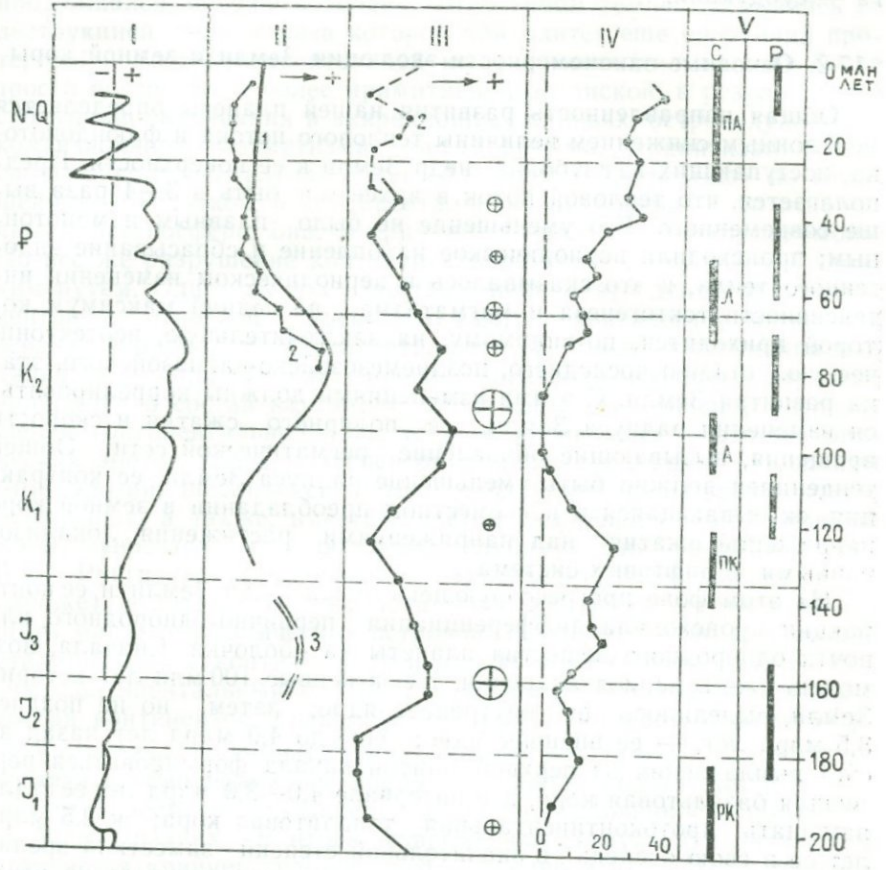


Рис. 17.1. Корреляция главных проявлений тектогенеза в мезозое и кайнозое, по М. Г. Ломизе (1986).

I — эвстатические изменения уровня океана, по П. Вэйлу и др., с небольшими изменениями. *II* — океанский спрединг: *1* — неравномерность спрединга по вероятностной модели Д. Спрага и Г. Поллака, *2* — суммарный график скоростей перемещения литосферы (относительно Северо-Американской плиты), по Д. Дэвису и С. Соломону, *3* — позднеюрский максимум, по Р. Шеридану. *III* — субдукция на конвергентных границах (интенсивность магматических проявлений): *1* — суммарный график по интрузивным образованиям восточного обрамления Тихого океана (по М. Г. Ломизе), *2* — по позднекайнозойским вулканитам Центральной Америки и Орегона (по П. Фогту), круглые значки — главные и второстепенные максимумы для Кордильер и Японии (по Т. Мацумото). *IV* — частота геомагнитных инверсий (по Ф. Виганку и М. Меннингу). *V* — пульсационный ритм тектоносферы: С — эпохи складчатости, по Н. Я. Кунину и Н. М. Сардонникову (РК — раннекиммерийская, ПК — позднекиммерийская, А — австрийская, Л — ларамийская, ПА — позднеальпийская), Р — эпохи рифтогенеза, по Е. Е. Милановскому и В. Г. Казьмину

ритм увязывается с крупными перестройками в системах спрединга — субдукции.

17.2. Основные закономерности эволюции Земли и земной коры

Общая направленность развития нашей планеты определяется неуклонным снижением величины теплового потока и флюидопотока, поступающих из глубоких недр Земли к ее поверхности. Предполагается, что тепловой поток в архее мог быть в 3—4 раза выше современного. Его уменьшение не было плавным и монотонным; происходили периодическое накопление и сбрасывание эндогенного тепла, и это сказывалось в периодическом изменении интенсивности тектогенеза и магматизма, последний максимум которой приходится, по-видимому, на заключительную, неотектоническую, стадию последнего, позднемезозойско-кайнозойского, этапа развития Земли. С этими изменениями должны коррелироваться изменения радиуса Земли, ее полярного сжатия и скорости вращения, вызывающие обновление регматической сети. Общей тенденцией должно быть уменьшение радиуса Земли, ее контракция, сказывающаяся в повсеместном преобладании в земной коре напряжений сжатия над напряжениями растяжения, локализованными в рифтовых системах.

На этом фоне прогрессирующего охлаждения Земли и ее контракции происходила дифференциация первично-однородного или почти однородного вещества планеты на оболочки. Сначала, возможно уже в период аккреции, т. е. в первые 100 млн лет истории Земли, выделилось ее внутреннее ядро; затем, но не позднее 3,5 млрд лет, — ее внешнее ядро; еще до 4,0 млрд лет назад за счет выплавления из верхней мантии начала формироваться первичная базальтовая кора, а в интервале 4,0—3,0 млрд лет ее стала замещать протоконтинентальная тоналитовая кора; к 2,5 млрд лет ее в свою очередь в значительной степени заместила зрелая континентальная кора, почти тотчас же разделившаяся на верхний, гранитогнейсовый, и нижний, гранулито-базитовый, слои. Интенсивный рост континентальной коры продолжался до 1,7 млрд лет; к этому рубежу могло возникнуть от 60 до 80% современной континентальной коры. Наращивание континентальной коры должно было идти за счет истощения верхней мантии; нижняя мантия подпитывала верхнюю главным образом флюидами.

Таким образом, к концу раннего докембрия в основном завершилось разделение твердой Земли на оболочки, из которых каждая более верхняя отличается от подстилающей более сложным химическим и минералогическим составом. Ядро состоит из железа с примесью никеля и, возможно, кремния, серы или кислорода, т. е. из отдельных элементов. Нижняя мантия сложена уже силикатами очень простого состава и окислами, верхняя мантия — также силикатами, но более сложными (пироксены, гранаты). Но наиболее сложным составом обладает земная кора, обогащенная литофильными элементами и их соединениями.

В позднем докембрии и фанерозое рост континентальной коры продолжался, но уже в более замедленном темпе, прерываясь ее деструкцией, первая фаза которой приходится еще на ранний протерозой. Рост континентальной коры происходил за счет более просто построенной более примитивной океанской, в результате ее субдукции, скучивания в аккреционных клиньях, островодужного и коллизионного магматизма, метаморфизма, гранитизации. Поскольку континентальная кора обладает «плавучестью» по отношению к океанской, а континентальная литосфера — по отношению к астеносфере, она, в принципе, является «непотопляемой». Но все же разрушение континентальной коры идет, причем двояким путем. Один из них известен давно — это денудация континентов, но основной объем сносимого с континентов материала оседает в пределах континентальных склонов и подножий и в дальнейшем, при столкновении континентов и островных дуг, возвращается в состав континентальной коры. Другой способ разрушения континентальной коры установлен недавно — это тектоническая эрозия краев континентов в зонах субдукции. Продукты этой эрозии, поглощаясь зонами субдукции, наращивают континент снизу, а также, вместе с частью осадочного слоя океанской коры, уносятся на большую глубину (по представлениям А. Е. Рингвуда, до подошвы верхней мантии, но, возможно, даже глубже), а затем могут вовлекаться в мантийные струи и обогащать магму вулканических островов. Последние рано или поздно сталкиваются с континентами и входят в их состав. Таким образом, континентальный материал в конечном счете возвращается в состав континентов, пройдя круговорот — рицайклинг (recycling).

Структура континентальной коры систематически усложняется в связи с появлением все новых генераций подвижных поясов и систем и несмотря на определенную унаследованность последних от более древних. В итоге современная структура континентов отличается крайней сложностью, особенно в их верхних горизонтах, чему способствуют расслоенность литосферы и земной коры, дисгармоничные деформации отдельных слоев и пластин, изменение ориентировки напряжений вследствие перемещений литосферных плит.

В ходе развития земной коры и литосферы менялся и общий стиль деформаций и создаваемых ими структурных форм. В архее деформации проявлялись повсеместно примерно с одинаковой интенсивностью и были в основном пластичными. В конце архея верхняя кора стала хрупкой, в ней появилась сеть разломов, по которым в раннем протерозое началось раскалывание эпиархейского суперконтинента. Оно привело к разделению литосферы и коры на устойчивые блоки непереработанной континентальной коры — протоплатформы (эократоны) и подвижные пояса, закладывающиеся на той же коре, но утоненной и переработанной или даже замещенной корой океанского типа. Протоплатформы отличались повышенной подвижностью от своих более поздних аналогов и, в частности, появлением гранитогнейсовых куполов, обязан-

ным разогреву и ремобилизации кристаллического фундамента под их слаботеплопроводным чехлом. Также в конце архея, но главным образом в протерозое получил распространение особый вид подвижных поясов — гранулито-гнейсовые пояса, продукты энергичного столкновения протоплатформ. С позднего протерозоя стиль деформаций приобрел уже характер, близкий современному. Появление эвапоритовых формаций способствовало широкому развитию галокинеза — соляного диапиризма, к которому в позднем кайнозое присоединились глиняный диапиризм и грязевой вулканизм (не исключено, что последние проявлялись и раньше, но их следы стерты в геологической летописи).

Менялись в истории Земли и формы проявления, и состав продуктов магматической деятельности. Эффузивные покровы и силлы основной и ультраосновной магмы и пластовые интрузии гранитоидов были особенно широко распространены в архее. В позднем архее появляются диапировые интрузии гранитоидов, внедряющиеся в зеленокаменные пояса. В конце архея и начале протерозоя впервые массовое развитие получают дайковые рои, затем достаточно широко представленные среди более молодых образований и являющиеся предтечами комплексов параллельных даек в офиолитах. Тогда же, в раннем протерозое, возникают первые крупные дифференцированные пластообразные плутоны габбро-анортозитов, которые вместе с гранитами-рапакиви приобретают особенно большое значение в среднем протерозое. К тому же времени относится появление кольцевых плутонов ультраосновных — щелочных пород и кимберлитовых трубок, формировавшихся во все более молодые времена. С раннего протерозоя известны и краевые вулканоплутонические пояса и крупные гранитные батолиты, в то время как вулканические островные дуги появились уже в позднем архее.

В конце архея и раннем протерозое образуются первые поля платобазальтов с сопутствующими им интрузивными телами (траппы). Они распространены далее в среднем и позднем протерозое, почти полностью отсутствуют в палеозое и снова приобретают большое значение в мезозое и кайнозое в тесной связи с новообразованием океанов.

Следует отметить, что появление особенно значительного числа новых типов магматических образований совпадает с концом архея — началом протерозоя, когда в развитии литосферы начинает утверждаться тектоника плит, а в мантии устанавливаются устойчивые системы конвекции. Несколько позднее в протерозое появляется и такой характерный ее атрибут, как пояса метаморфитов высокого давления — низкой температуры, глаукофановые сланцы. Впрочем, их роль в раннем протерозое могли играть более высокотемпературные эклогиты.

Параллельно с развитием литосферы и земной коры шло развитие астеносферы. Зародившаяся в виде расплавленного слоя, вероятно, на поверхности планеты («магматический океан»), затем ушедшая на некоторую глубину под новообразованную первичную

кору, астеносфера приобрела затем характер лишь частично подплавленной оболочки изменчивой мощности и вязкости.

Удаление выделявшегося в недрах Земли тепла на всем протяжении ее истории должно было обеспечиваться конвекцией, но тип конвекции сам изменялся в течение этой истории. Хаотическая конвекция двух наиболее ранних этапов сменилась более упорядоченной в архее, как об этом свидетельствуют относительно организованный план расположения зеленокаменных поясов и закономерное изменение их возраста в пределах отдельных щитов в определенном направлении. Несколько другой, но также все еще мелкоячеистый тип конвекции — конвекция Рэлея—Бенара с относительно небольшими полигональными ячеями — установился в раннем протерозое. Начиная с позднего протерозоя господствует уже крупноячеистая конвекция — одноячеистая в эпохи существования суперконтинентов — Пангей, дву- или многоячеистая в эпохи их распада.

Периодическое образование Пангей начиная с конца архея и их распад представляют одну из важнейших закономерностей развития литосферы, равно как и постоянная, также с отдаленных времен, диссимметрия Земли с ее разделением на материковое и океанское полушария: Пангее постоянно должна была противостоять Панталасса. Пангеи, как и крупные империи в социальной истории Земли, всегда оказывались неустойчивыми. Не успев образоваться, они уже начинали подвергаться раскалыванию, рифтогенезу, что логично объясняется накоплением под их мощной и слаботеплопроводной литосферой эндогенного тепла. Последнее могло приводить к частичному плавлению верхней мантии и накоплению в основании коры базальтовой магмы (underplating), в особенности в зонах рифтинга и под трапповыми полями.

Имеются серьезные основания предполагать, что в истории Земли, по крайней мере с протерозоя, наблюдалась периодическая смена общемантийной конвекции двухъярусной, раздельной в нижней и верхней мантии. По мнению французских исследователей П. Машетеля и П. Вебера, это могло происходить с периодичностью в 500 млн лет. Представляется, что общемантийная конвекция могла возникать в период существования Пангей и приводить к их распаду, после чего она сменялась двухъярусной.

Кроме чередования в истории Земли периодов возникновения и разрушения Пангей отмечается закономерность более подчиненного значения. Она заключается в общей тенденции перемещения континентов в течение позднего фанерозоя в северном направлении с их откалыванием от Антарктиды. Кроме того, в течение палеозоя и мезозоя шло откалывание микроконтинентов от Гондваны с их последовательным причленением к Лавразии. В Тихоокеанской области откалывание микроконтинентов сменялось их обратным причленением к материнским континентам; процесс носил «аккордеонный» характер, по выражению китайского геолога Хуан Цзыциня. В мезозое и кайнозое в северной половине Тихоокеанской области по обе стороны океана шло смещение микро-

континентов и океанских поднятий в северном направлении. Причины всех этих смещений пока не ясны; они должны быть связаны с перестройками систем конвективных течений в астеносфере.

Намечаются некоторые закономерности и в общем структурном плане Земли, в частности возрастание амплитуды смещений по трансформным разломам от полюсов к экватору, некоторая тенденция левостороннего смещения Северного полушария относительно Южного и др.

В заключение надо подчеркнуть, что изложенное в данной главе, особенно в п. 17.2, и прежде всего касающееся ранних стадий развития Земли во многом проблематично и составляет предмет дальнейших исследований.

●

ГЛАВА 18

ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ И ГЛУБИННЫЕ МЕХАНИЗМЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В этой, заключительной, главе настоящей книги будут рассмотрены коренные вопросы геотектоники и одновременно геодинамики, касающиеся энергетических источников тектогенеза (*а* также сейсмичности, магматизма и метаморфизма), реологии коры и мантии, литосферы и астеносферы, роли конвекции в мантии Земли в движениях и деформациях литосферы. Кратко будут затронуты процессы в коре и, в частности, в ее осадочном слое, обусловленные действием других факторов (гравитация, ротация и др.).

18.1. Источники энергии глубинных геологических процессов

Тектонические движения и деформации непосредственно обусловлены механической, кинетической энергией, но эта энергия представляет собой продукт преобразования тепловой энергии, порождающей явления разуплотнения или уплотнения, растяжения или сжатия вещества верхних твердых оболочек Земли. Отсюда крылатое выражение: «Земля — это тепловая машина». То обстоятельство, что тепло, приводящее в действие эту машину, поступает из глубоких недр, подтверждается возрастанием температуры с глубиной и непрерывным выделением через поверхность твердой Земли в окружающее пространство теплового потока, оцениваемого в современную эпоху в $4{,}2 \cdot 10^{13}$ W. Возникает естественный вопрос: что порождает этот тепловой поток?

До открытия радиоактивности на рубеже XIX—XX вв. внутреннее тепло Земли считалось остаточным от ее первоначального огненно-жидкого состояния, согласно космогонической гипотезе Канта—Лапласа. Но при этом требовалось допустить, что время остывания Земли, т. е. ее возраст, не превышало 100 млн лет. Открытие явления радиоактивности и содержания естественно-

радиоактивных элементов в земной коре опрокинуло эти представления, и с тех пор подавляющее большинство исследователей считают основным источником внутреннего тепла Земли распад радиоактивных элементов, прежде всего урана, тория и калия, содержащихся в коре и мантии. Между тем еще в 1971 г. справедливость этого заключения была поставлена под сомнение О. Г. Сорохтиным, высказавшим мысль, что не радиоактивный распад, а гравитационная дифференциация на границе мантии и ядра является главным источником разогрева Земли. В настоящее время правота этого взгляда находит подтверждение в том факте, что реальный тепловой поток, оценка величины которого значительно возросла после открытия интенсивного тепловыделения в осевых зонах срединно-океанских хребтов, т. е. вдоль осей спрединга, намного превышает тепловой поток, генерируемый распадом естественно-радиоактивных элементов.

По подсчетам американского геофизика В. Вакье, радиогенное тепло может обеспечить лишь около одной четверти наблюдаемого теплового потока, а именно $1{,}14 \cdot 10^{13}$ из $4{,}2 \cdot 10^{13}$ W. Основной запас естественно-радиоактивных элементов (около 90%) сконцентрирован в верхнем слое континентальной коры, что независимо подтверждается очень низким выделением гелия — другого продукта радиоактивного распада в океанах, составляющим всего 5% того количества, которое должно было бы наблюдаться, если бы тепловой поток был порожден здесь радиоактивным распадом. К тому же если основная масса радиоактивных элементов сосредоточена в верхах континентальной коры, выделяемое ими тепло не может играть сколько-нибудь существенной роли в более глубинных тектонических процессах.

Таким образом, радиогенное тепло не является основной компонентой той тепловой энергии, которая затрачивается на поддержание тектонической активности Земли. Очевидно, существуют другие, более важные и более глубинные ее источники.

Одним из них служит тепло, приобретенное Землей в период ее аккреции и частично унаследованное от протопланетного диска, который, вопреки прежним представлениям, уже успел подвергнуться некоторому разогреву — до 1000—1200 K — в области будущего образования Земли. В процессе самой аккреции, как отмечалось в предыдущей главе, благодаря соударению планетезималей Земля испытала существенный разогрев, вероятно, приведший к образованию «магматического океана» на ее поверхности или на небольшой глубине. Однако трудно рассчитать, какая доля этого аккреционного тепла сохранилась до современной эпохи и, следовательно, какова его роль в энергетическом балансе планеты.

Следующий, более мощный и, очевидно, важнейший источник внутреннего тепла Земли — это энергия глубинной гравитационной дифференциации, т. е. выделение тепла при перераспределении вещества Земли по плотности при его химических и фазовых превращениях. Главным здесь является процесс разделения вещества

на силикатную и металлическую или, точнее, металлизированную (скорее всего Fe_2O или FeO) часть на границе мантии и ядра, в слое Д″. Впервые на ведущую роль этого процесса в глубинной дифференциации Земли указали О. Г. Сорохтин еще в 1971 г., а также В. А. Дубровский и В. Л. Панькин в 1972 г., а в настоящее время она стала практически общепризнанной. Причем начало этой дифференциации, по современным представлениям, относится уже ко времени завершения аккреции, если даже не совпадает с ним, т. е. аккреционный разогрев Земли непосредственно сменяется дифференциационным. Вместе с тем признается, что наиболее энергично эта дифференциация протекала в раннем докембрии, а точнее в архее, до рубежа 2,8—2,5 млрд лет назад, когда могло произойти ее резкое усиление, а затем ее интенсивность заметно снизилась и продолжала снижаться, хотя не монотонно, а с некоторыми временными остановками и даже обратными повышениями, вплоть до современной эпохи. Обо всем этом можно косвенно судить по темпам роста континентальной коры.

Но граница мантии и ядра — не единственный возможный уровень гравитационной дифференциации. Более глубинным уровнем может являться граница внешнего и внутреннего ядра, поскольку внутреннее ядро состоит скорее всего из «чистого» железа (с примесью никеля), а внешнее, вероятно, содержит заметный процент таких элементов, как кислород, сера, кремний. Соответственно рост внутреннего твердого ядра, связанный с вековым охлаждением Земли, должен сопровождаться «выталкиванием» этих легких примесей во внешнее ядро.

Другой уровень дифференциации — граница нижней и верхней мантии, если между ними существует различие в химическом составе (нижняя мантия, по-видимому, сильнее обогащена железом, чем верхняя).

Еще один уровень — граница астеносферы и литосферы. Здесь происходит выплавление базальтовой фракции из перидотитового мантийного вещества и наращивание за его счет земной коры. Но дифференциация продолжается и в самой коре — идет образование гранитных выплавок в нижней (или средней) коре и соответственный рост верхнего, гранитогнейсового, слоя коры. Все эти процессы должны вносить свой вклад в тепловой баланс Земли.

В последние годы справедливо обращено внимание еще на один источник тепла Земли, связанный уже с внешним по отношению к ней фактором — твердыми приливами, обусловленными гравитационным воздействием на Землю ее соседки — Луны и в значительно меньшей степени Солнца. Переход кинетической приливной энергии в тепло происходит вследствие внутреннего трения вещества в приливных горбах, вслед за Луной обегающих Землю и деформирующих ее тело (рис. 18.1). По расчетам О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова, в настоящее время доля приливной энергии, рассеиваемой в «твердой» Земле, не превышает 2% полной тепловой энергии, генерируемой в ее недрах, а основная часть этой энергии выделяется в мелководных морях и значительно меньше —

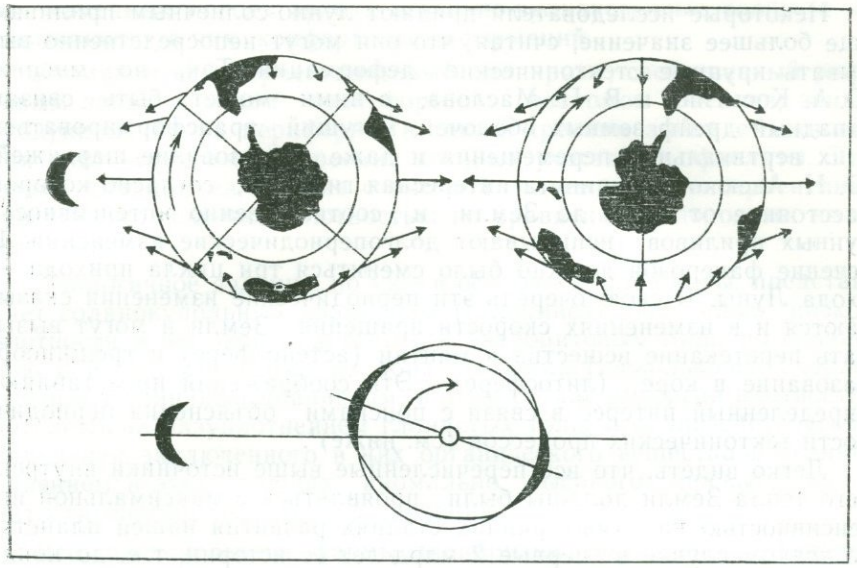


Рис. 18.1. Приливообразующие силы в плоскости экватора и схема, поясняющая отставание приливного выступа в твердом теле Земли вследствие приливного трения. По Р. Бострому, 1979

в океанах и астеносфере. В данном случае речь идет о лунных приливах; эффект солнечных приливов оценивается теми же учеными в 20% от эффекта лунных.

Однако в геологическом прошлом, когда расстояние между Луной и Землей было меньше современного, роль приливного тепла в общем тепловом балансе Земли была соответственно более значительной. В особенности это касается наиболее ранней стадии развития Земли — до середины архея. Допуская почти одновременное образование Земли и Луны и отсутствие астеносферы на этой стадии[1], О. Г. Сорохтин и С. А. Ушаков считают, что сразу после образования Луны скорость генерации приливной энергии в 13 тысяч раз превышала скорость генерации эндогенного тепла в современной Земле, а высота приливов превышала 1 км. Согласно тем же авторам, в интервале 4,6—4,0 млрд лет назад за счет лунных приливов Земля могла дополнительно прогреться приблизительно на 500 °С. Даже если эти цифры преувеличены, они все же свидетельствуют о том, что в раннем и среднем архее тепло, генерируемое лунными приливами, представляло существенную добавку к эндогенному теплу Земли. Положение изменилось в позднем архее, протерозое и фанерозое в связи с увеличением расстояния между Луной и Землей и появлением обширных эпиконтинентальных морей, общий вклад приливного тепла в суммарный глубинный тепловой поток уже не превышал 1—2%.

[1] Обе эти предпосылки спорны (см. выше.).

Некоторые исследователи придают лунно-солнечным приливам еще большее значение, считая, что они могут непосредственно вызывать крупные тектонические деформации. Так, по мнению Ю. А. Косыгина и В. П. Маслова, с ними может быть связан западный дрейф земных оболочек, могущий трансформироваться в их вертикальные перемещения и даже образование шарьяжей. Ю. Н. Авсюком выдвинута интересная гипотеза, согласно которой расстояние от Луны до Земли и соответственно интенсивность лунных приливов испытывают долгопериодические изменения. В течение фанерозоя должно было смениться три цикла прихода — ухода Луны. В свою очередь эти периодические изменения сказываются и в изменениях скорости вращения Земли и могут вызывать перетекание вещества в мантии (астеносфере) и трещинообразование в коре (литосфере). Эти соображения представляют определенный интерес в связи с поисками объяснения периодичности тектонических процессов (см. ниже)[1].

Легко видеть, что все перечисленные выше источники внутреннего тепла Земли должны были проявляться с максимальной интенсивностью на самых ранних стадиях развития нашей планеты, во всяком случае в первые 2 млрд лет ее истории, т. е. до конца архея. На протяжении своей истории Земля должна была испытывать охлаждение и если в момент ее рождения средняя температура мантии могла быть порядка 2000 °С, то в настоящее время она составляет 1350 °С. Это охлаждение не может не продолжаться и дальше, и в перспективе нашей Земле суждено превратиться в такую же мертвую планету, как Меркурий и Марс. По расчетам О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова, это должно будет произойти через 1—1,5 млрд лет.

Обращаясь теперь к верхним оболочкам твердой Земли, к собственно тектоносфере, следует прежде всего указать, что помимо возмущений, связанных с воздействием конвективных течений, генерируемых в глубоких недрах планеты, большое значение здесь приобретают процессы, вызванные возникновением инверсии плотностей на границе астеносфера — литосфера и в самой литосфере. Одним из проявлений такой гравитационной неустойчивости служит мантийный, точнее астеносферный, диапиризм в основании континентальных рифтов, приводящий к их расширению, погружению и сопровождаемый магматической деятельностью. Другое проявление — формирование гранитогнейсовых куполов в связи с развитием палингенного гранитообразования в средней части консолидированной коры.

В широком смысле формирование метаморфических ядер в складчатых системах (орогенах) также должно рассматриваться как проявление глубинного диапиризма, как и считал В. В. Белоусов. Другой формой глубинного диапиризма является образование магматических, в основном гранитоидных, диапиров, проры-

[1] Автор данной гипотезы выводит из нее и другие следствия, пытаясь объяснить характер магнитного поля океанов, не прибегая к идее спрединга, но эти его построения представляются сомнительными.

вающих неметаморфизованные или слабометаморфизованные (в зеленокаменных поясах архея) осадочно-вулканогенные толщи и не вызывающих в них конформных деформаций.

Упомянем еще серпентинитовый диапиризм, свойственный рифтовым зонам и зонам трансформных разломов океанов, зонам субдукции на их периферии, а также древним зонам столкновения плит—сутурам, в строении которых участвуют офиолиты. Эта форма диапиризма связана с высокой пластичностью серпентинитов и их пониженной плотностью по сравнению с породами нижней коры.

Аналогичное явление, но уже в осадочном слое коры, представляет солянокупольный диапиризм (галокинез), обязанный низкой плотности и высокой пластичности эвапоритовых толщ по сравнению с перекрывающими их образованиями. Несколько иной характер носит глиняный диапиризм; в этом случае инверсия плотностей обусловлена разуплотнением глинистых толщ при эпигенетическом изменении заключенного в них органического вещества и возникновением в этих толщах аномально высокого, превышающего литостатическое, пластового давления.

Все перечисленные формы диапиризма, вызванного инверсией плотностей в коре и литосфере, могут проявляться как автономно, что более характерно для внутриплитных обстановок (в частности, для центральных частей континентальных платформ), так и совместно с действием горизонтально ориентированных сжимающих напряжений, типичных для конвергентных границ плит, для зон субдукции и коллизии. В последнем случае возникает линейная ориентировка дислокаций в отличие от изометрического рисунка дислокаций первого типа, чисто диапировых.

Гравитационная энергия близ поверхности Земли может переходить непосредственно в кинетическую, порождая гравитационную складчатость и гравитационные шарьяжи. Несомненно, что и тому и другому типу дислокаций принадлежит лишь подчиненная роль в строении орогенов, но несомненно также, что в последнее время эта роль скорее недооценивалась, чем переоценивалась. Особенно широко распространены гравитационные шарьяжи, причем во многих случаях они являются конседиментационными и по периферии, в дистальном направлении, переходят в протяженные олистоплаки, включенные в мощные олистостромы. Отдельные олистоплаки нередко достигают таких размеров (несколько квадратных километров), что становится неясным, как их классифицировать — как шарьяжные пластины или как элемент олистострома. Такие образования эффектно и крупномасштабно проявлены в верхнем палеозое Южного Тянь-Шаня, в миоцене Бетской Кордильеры, Рифа и Телля в Западном Средиземноморье и ряде других регионов, причем чаще всего олистоплаки сложены карбонатами. Гравитационная складчатость не менее масштабно выражена по северной периферии впадины Сигсби и вдоль северо-восточной, атлантической, окраины Бразилии. Она связана с соскальзыванием

верхней части осадочного чехла на континентальном склоне с соленосной толщи юрского возраста.

Гравитационные деформации на периферии орогенов, подобно диапировым, сочетаются с тангенциальными деформациями коллизионного происхождения. Шарьяжи, возникшие под влиянием горизонтального сжатия, затем могут испытывать дальнейшее перемещение вниз по склону горного сооружения уже под действием силы тяжести.

Итак, энергетический баланс Земли слагается, в порядке убывающего значения, из тепла гравитационной дифференциации, остаточного тепла аккреции Земли, радиогенного тепла, приливного тепла, механической энергии гравитации, включая проявления гравитационной неустойчивости в мантии и коре. По существу, роль лишь одного из этих факторов — радиогенного тепла — поддается относительно строгой количественной оценке, для остальных основные параметры весьма неопределенны.

В заключение необходимо упомянуть еще один фактор, вызывающий структурные изменения в верхней части земной коры, — космогенный, а именно кратерообразующий эффект метеоритных бомбардировок. Действие этого фактора, как и ряда других, эндогенных, было наиболее значительным на ранней стадии развития Земли, но не прекратилось вплоть до современной эпохи.

18.2. Реологические свойства коры и мантии, литосферы и астеносферы

Характер тектонических процессов, протекающих на разных уровнях в твердой Земле, в значительной степени зависит от физических, точнее реологических [1], свойств отдельных ее оболочек. Важнейшим показателем этих свойств является *вязкость*. Вязкость горных пород зависит от их петрографического состава, содержания воды, температуры и давления. Первые два фактора, особенно второй, вносят некоторую неопределенность в оценку вязкости глубинных пород, а последние два, закономерно возрастая с глубиной, дают возможность рассчитать изменение вязкости в этом направлении. При этом температурные условия зависят от величины теплового потока, который в свою очередь зависит от возраста коры, особенно океанской. Косвенными показателями вязкости являются скорости распространения сейсмических волн и сейсмическая активность: чем последняя выше, тем с более вязкими, более хрупкими породами мы имеем дело, а отсутствие сейсмичности указывает на переход от хрупкого к пластичному состоянию.

Различия в вязкости сказываются уже при деформации верхнего — осадочного (осадочно-вулканогенного) слоя земной коры.

[1] Напомним, что реологией (греч. «рео» — теку) называется наука, промежуточная между гидромеханикой и теорией упругости и рассматривающая процессы, связанные с необратимыми остаточными деформациями и течением вязких и пластичных материалов, в нашем случае — горных пород.

В его составе принято выделять по деформационным свойствам два типа пород — *компетентные* и *некомпетентные*. Первые достаточно упруги, способны передавать напряжения на значительные расстояния, сохраняют свою мощность и в основном определяют форму образующихся складок, их основной каркас. К компетентным породам относятся известняки, доломиты, массивные песчаники, вулканические лавы, образующие достаточно мощные (десятки метров и больше) пачки. Некомпетентные породы обладают повышенной пластичностью, изменяют свою мощность при складкообразовании, ведут себя пассивно и приспосабливаются к форме складок, образуемых компетентными породами. К некомпетентным породам принадлежат глины, соли, гипсы, отчасти мергели и толщи тонкого переслаивания; в частности флиш. При чередовании в разрезе компетентных и некомпетентных пород нередко наблюдается *дисгармоничная складчатость*, в которой компетентные породы образуют крупные складки, а некомпетентные обнаруживают более мелкую и сложную складчатость.

В консолидированной континентальной коре высокой вязкостью и хрупкостью обладает ее верхняя часть до глубины 10—15 км; в ее пределах и сосредоточена основная сейсмическая активность. Нижняя кора начиная с глубины 15—20 км оказывается существенно пластичной. В некоторых случаях, а именно при более высоком тепловом потоке в верхах нижней коры, на уровне границы Конрада наблюдается новое повышение вязкости и тогда вырисовывается два минимума вязкости — один в низах верхней коры, другой в нижней коре. На уровне границы Мохо вязкость снова возрастает, затем постепенно снижаясь в литосферной мантии, вплоть до границы астеносферы. Таким образом, в континентальной литосфере выделяются один или два уровня пониженной вязкости — в нижней и средней коре, что и обусловливает ее тектоническую расслоенность и различное поведение коры и литосферной мантии в процессе перемещения и деформаций литосферных плит с континентальной корой.

Иные соотношения наблюдаются в океанской литосфере. Общей тенденцией является сначала, до глубины порядка 5 км, резкое возрастание вязкости, затем ее постепенный рост с дальнейшим увеличением глубины, сменяющийся значительно более быстрым падением к границе астеносферы. При этом наблюдается сильная зависимость от возраста литосферы, определяющего степень ее разогрева. Чем моложе океанская литосфера, тем на меньшей глубине начинается падение вязкости. Этим, согласно Р. Майснеру и Т. Уиверу, можно объяснить срыв пластин офиолитовых шарьяжей, включающих кроме пород коры еще 5—7 км по мощности пород верхней мантии. Тем самым получает объяснение факт, что обдукции обычно подвергается молодая и тонкая океанская литосфера. Кроме того, в литосфере с возрастом 30 млн лет и менее на границе Мохо отмечается понижение вязкости, что создает условия для срыва некоторых офиолитовых покровов непосредственно по

поверхности Мохо, тем более что на уровне последней обычно наблюдается интенсивная серпентинизация.

Итак, реологическая расслоенность литосферы является предпосылкой ее тектонической расслоенности, в особенности свойственной континентальной литосфере. Образование тектонических покровов разной глубинности с их отслаиванием в пределах чехла (по пластичным, некомпетентным породам), в основании чехла (по поверхности кристаллического фундамента), в основании верхней коры, по поверхности Мохо и, наконец, вдоль границы литосферы и астеносферы получает свое естественное объяснение.

Переход от литосферы к астеносфере знаменуется более или менее резким, в зависимости от величины теплового потока, понижением вязкости. Вязкость астеносферы под континентами составляет 10^{21}—10^{22} П (пуаз), под океанами — 10^{19}—10^{20} П по сравнению с 10^{22}—10^{26} и 10^{22}—10^{25} П для литосферы. В отличие от литосферы астеносфера не обладает пределом прочности и ее вещество способно к деформации (течению) даже под действием очень малых избыточных давлений. Именно этим в конечном счете обеспечивается изостатическое равновесие литосферы — при возрастании на нее нагрузок и погружении происходит отток астеносферы на глубине и ее нагнетание в область утонения литосферы вследствие денудации или других причин. Скорость подъема земной поверхности при снятии ледовой нагрузки со щитов, подвергавшихся четвертичному покровному оледенению, и дала возможность впервые определить вязкость астеносферы (С. А. Ушаков и др.).

В подастеносферной мантии вязкость должна быть выше, чем в астеносфере, но ее определение затрудняется отсутствием достоверных сведений о температуре на соответствующй глубине. Исходя из того, что вязкость здесь не должна препятствовать конвекции (см. 18.3), вязкость средней мантии до глубины 670 км принимается 10^{22}—10^{23} П, а нижней мантии — 10^{23}—10^{24} П (В. Н. Жарков).

18.3. Конвекция в мантии Земли [1]

Важнейшим процессом, обусловливающим динамику мантии и в конечном счете и земной коры, является *конвекция,* прежде всего тепловая. Если бы внутреннее тепло, накапливающееся в Земле в результате действия описанных факторов (см. 18.1), поступало к поверхности лишь путем обычной теплопроводности, т. е. кондуктивного теплопереноса, Земля неминуемо довольно быстро разогрелась бы до полного плавления. Это было ясно уже три десятилетия назад, когда величина теплового потока, достигающего поверхности Земли, оценивалась гораздо ниже, чем в настоящее время, после открытия мощного тепловыделения в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов. Именно то обстоятельство, что в

[1] Автор раздела М. А. Гончаров.

мантии Земли теплоперенос осуществляется не только кондуктивным, но и конвективным путем, гарантирует нашу планету от перегрева. Но непосредственное подтверждение реальности мантийной конвекции поступило лишь в последние годы, когда сейсмотомографией были получены данные, свидетельствующие о существовании в мантии на одних и тех же уровнях более разогретых участков (соответственно менее плотных, с меньшими скоростями распространения сейсмических волн) и менее разогретых, уплотненных, высокоскоростных участков.

Термин «конвекция» в переводе с латинского означает «доставка», при этом первоначально имелась в виду лишь доставка тепла. Частным случаем конвекции является *адвекция*, процесс которой носит затухающий характер вследствие исчерпания породившего его источника возмущения. В более расширенном смысле конвекция может быть не только тепловой, но и химической (концентрационной), когда насыщенные некоторым веществом элементарные объемы перемещаются в направлении меньшей концентрации этого вещества, где отлагают его избыток.

По другому признаку (не что, а как доставляется) конвекция подразделяется на вынужденную и свободную. При *вынужденной* тепловой конвекции движение теплоносителя обусловлено внешней причиной, например при нагнетании горячей воды в жилое помещение посредством насоса. При *свободной* тепловой конвекции ее причиной является тепловое расширение частиц теплоносителя, сопровождаемое уменьшением их плотности, и их перемещение под действием силового поля в направлении уменьшения потенциала последнего. В качестве силового поля обычно выступает поле силы тяжести, поэтому такая конвекция называется тепловой гравитационной, или, соответственно, химической гравитационной. Она может продолжаться сколько угодно долго, пока существует градиент температуры или концентрации. Но при вещественной (плотностной) конвекции, т. е. при всплывании легкого вещества вверх и погружении тяжелого вниз, процесс продолжается лишь до окончания их перераспределения. Это и есть собственно адвекция, наблюдаемая, в частности, при образовании соляных куполов. Вообще деформации, связанные с инверсией плотностей в коре и мантии и упоминавшиеся выше, служат проявлением свободной конвекции. Необходимо, однако, заметить, что сама по себе инверсия плотностей, т. е. расположение более легких масс под более тяжелыми, не может привести к зарождению конвективного течения, если поверхность раздела этих масс горизонтальна, ибо в этом случае горизонтальный градиент литостатического давления на нижнюю толщу равен нулю. Положение изменится, если на этой поверхности возникнут неровности, даже очень слабые. Положительные неровности приведут к образованию выступов легкого вещества, которые затем начнут разрастаться вследствие его нагнетания. Одновременно произойдет погружение «антивыступов» тяжелого вещества.

В противоположность адвекции при длительном подогреве снизу горизонтального слоя жидкости (квазижидкости) имеет место неограниченная конвекция с многократным круговоротом вещества. Это как раз и происходит в мантии Земли.

Условием проявления тепловой конвекции в мантии Земли, на первый взгляд весьма плотной и твердой, служит превышение критического значения *числа Рэлея* — критерия гравитационной устойчивости, равного

$$R = \frac{\Delta\rho}{\rho} \frac{gh^3}{\nu\chi}, \qquad (1)$$

где первый множитель представляет относительную разность плотностей в кровле и подошве горизонтального слоя, подогреваемого снизу, т. е. степень инверсии плотности. Помимо разности температур в подошве и кровле слоя этот множитель зависит от коэффициента объемного теплового расширения вещества. Второй множитель включает ускорение силы тяжести g, мощность h и кинематическую вязкость слоя ν и коэффициент температуропроводности χ. Две последние величины определяются так:

$$\nu = \eta/\rho, \qquad (2)$$

$$\chi = \chi/\rho c, \qquad (3)$$

где η — вязкость; χ — теплопроводность; c — удельная теплоемкость.

Анализ общей системы уравнений, включающей уравнение движения Навье—Стокса, общее уравнение передачи тепла и уравнение непрерывности, выражающее закон сохранения массы в так называемом приближении Буссинеска, приводит к следующему условию устойчивости горизонтального слоя, подогреваемого снизу:

$$R < R_1, \qquad (4)$$

где R_1 — первое критическое число Рэлея, имеющее порядок 10^3.

Таким образом, конвекция в горизонтальном слое возникает не при любой инверсии плотности, а лишь при превышении критического значения R_1.

Из формул (1)—(3) следует, что величины, стоящие в числителе критерия Рэлея, представляют собой факторы, способствующие возникновению тепловой конвекции. Это прежде всего степень инверсии плотности $\Delta\rho/\rho$, возрастающая с увеличением разности температур в подошве и кровле слоя и коэффициента объемного теплового расширения. Существенную роль играет и мощность слоя h. Будучи в третьей степени, этот показатель отражает объем конвектирующей массы и выражает тот факт, что в поле силы тяжести большие массы вещества легче поддаются конвекции, чем малые. Для геологов это чрезвычайно существенно: если бы не существовало «барьера мощности», то в конвекцию вовлекалось бы вещество любых, самых тонких слоев, что привело бы к чрезвычайно сложным внутрислойным деформациям.

В знаменателе выражения (1) находятся факторы, препятствующие конвекции. Вязкость η отражает сопротивление жидкости относительным перемещением ее участков (частиц). Коэффициент температуропроводности χ определяется выражением (3), из которого видно, что его возрастанию способствует увеличение теплопроводности χ и уменьшение теплоемкости единицы объема ρc. В этом показателе как бы отражается конкуренция двух основных механизмов передачи тепла — кондуктивного и конвективного. Чем выше χ, тем больше плотность кондуктивного теплового потока при заданном градиенте температуры. Зато чем выше ρc, тем большее количество тепла переносится единицей объема при конвективном движении.

В последние 20—30 лет в теоретической и экспериментальной конвективной гидродинамике получен важный с точки зрения геологов результат. Он заключается в том, что наряду с первым критическим значением числа Рэлея $R_1 \sim 10^3$ существует второе критическое значение $R_2 \sim 10^4$. В интервале $R_1 < R < R_2$ устойчивы стационарные движения в виде конвективных валов. При $R > R_2$ устойчивыми становятся трехмерные, в частности гексагональные, формы стационарных конвективных движений. В экспериментах над различными жидкостями установлено, что при переходе через критический рубеж R_2 (при усилении подогрева и возрастании разности температур в подошве и кровле слоя, при увеличении мощности или уменьшении вязкости слоя) происходит перестройка конвективных валов в гексагональные ячейки.

В случае, когда вязкость жидкости изменяется по вертикали вместе с изменением температуры, наблюдаются вариации формы гексагональных ячеек. У большинства жидкостей вязкость увеличивается при понижении температуры, т. е. вертикальный градиент вязкости положителен (вязкость возрастает снизу вверх). При этом возникают ячейки с восходящим потоком в центре и нисходящим — по краям ячейки, т. е. по периметру шестиугольника. У некоторых жидкостей и у всех газов вертикальный градиент вязкости при подогреве снизу отрицателен. Вследствие этого в центре ячейки возникает нисходящий поток, а по периферии — компенсирующий восходящий.

Переходя к геологическим аналогиям, необходимо заметить, что в областях развития метаморфических толщ довольно обычны гнейсовые купола и совсем не характерны мульды. По-видимому, это связано с тем, что вязкость горных пород убывает с возрастанием температуры и степени метаморфизма, т. е. в метаморфической толще имеет место положительный вертикальный градиент вязкости. Заслуживает внимания и приуроченность таких куполов к областям высокоградиентного андалузит-силлиманитового типа метаморфизма, где наиболее вероятно превышение второго критического значения R_2. В более «холодных» областях преобладает линейная в плане складчатость — возможный результат конвекции в форме валов при $R_1 < R < R_2$.

Выделение на поверхности Земли конвективных линейных валов и гексагональных ячеек, а среди последних — ячеек с поднятием или погружением в центре, значительно способствует нашим знаниям об условиях протекания конвекции в недрах Земли.

Напомним, что мы рассматриваем свободную конвекцию. Однако последняя может иметь, если можно так выразиться, разную «степень свободы». Наибольшую «степень свободы» конвекция обнаруживает в уже упомянутом простейшем случае *бесконечного* горизонтального слоя, *равномерно* подогреваемого снизу. Никакие посторонние факторы не навязывают в этом случае системе форму конвективных ячеек как в плане, так и в вертикальном разрезе.

Конвективные течения в достаточно мощном слое принимают форму замкнутых ячей. Идеальная ячейка в разрезе как бы вписана в квадрат, внутри которого происходит конвективное вращение. В этой ячейке расстояние между конвективными валами и компенсирующими их впадинами соизмеримо с мощностью конвектирующего слоя. Такому представлению отвечает подмеченная в геотектонике закономерность, заключающаяся в соизмеримости размеров структур с глубиной их заложения. Однако такие идеальные условия реализуются не всегда; «степень свободы» конвекции может снижаться в случае, если подогрев горизонтального слоя происходит не снизу, а сбоку или при ограниченной длине конвектирующего горизонтального слоя. В первом случае конвективная ячейка оказывается резко удлиненной по горизонтали, с подтоком вещества к зоне подогрева в нижней части слоя и противотоком в верхней части. Во втором случае возникает интерференция частных и общих конвективных (адвективных) движений.

К категории вынужденной конвекции относится процесс, происходящий при субдукции литосферных плит. В этом случае со стороны субдуцируемой плиты к основанию вышележащей геосферы приложено сдвиговое усилие, возбуждающее в этой геосфере горизонтальное течение в направлении субдукции (в нижней части геосферы) и компенсационный горизонтальный противоток (в верхней части геосферы). Нижний поток вызывает образование зоны горизонтального сжатия—скучивания на фронте субдукции, что мы и видим в аккреционном клине ее висячего крыла, а в тылу — зоны горизонтального растяжения, что и наблюдается на внешнем, обращенном к океану склоне глубоководного желоба. В тылу верхнего потока в обстановке горизонтального растяжения формируются впадины окраинных морей. Фронтальной части этого потока соответствует зона надвигообразования на внутреннем склоне желоба (верхняя часть аккреционного клина).

Особый интерес представляют ситуации, когда имеются две геосферы, из которых нижняя более плотная и вязкая, чем верхняя, а конвекция происходит в нижней геосфере, кровля которой остается горизонтальной. В этом случае нижняя геосфера «задает» на своей верхней поверхности, являющейся одновременно подошвой верхней геосферы, горизонтальные перемещения, характерные

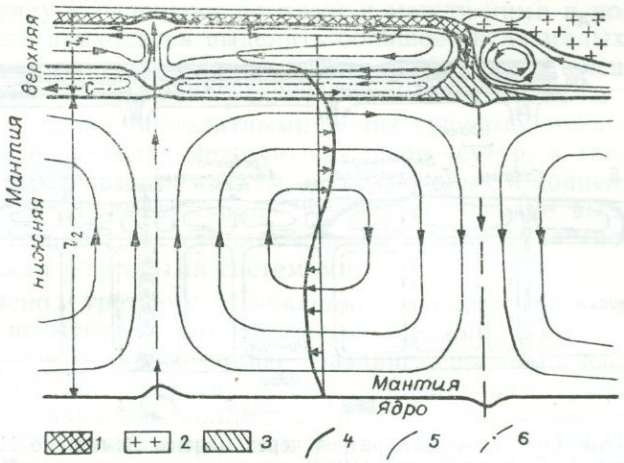


Рис. 18.2. Схема мантийных течений, по Н. Л. Добрецову, А. Г. Кирдяшкину, 1993. Граница химического и фазового переходов на глубине 670 км разделяет нижне- и верхнемантийное конвективные течения. l_1 — толщина верхней мантии, l_2 — толщина нижней мантии. *1* — океанская литосфера; *2* — континентальная литосфера; *3* — субдуцировавшая плита и возможные реститы; *4* — граница литосферы; *5* — течения в астеносфере и нижней мантии; *6* — возможные течения в переходной зоне «С»

для конвекции. В результате в верхней геосфере возникает вынужденная конвекция в виде как бы зеркального отражения конвекции в нижней геосфере, с восходящим потоком над зоной нисходящего потока в нижней геосфере и с нисходящим над зоной восходящего потока. Соответственно в этой системе, состоящей из двух геосфер, возникает *двухъярусная конвекция* с таким расположением ячей, что вращение в них соответствует вращению шестеренок, сцепленных как по вертикали, так и по горизонтали. При этом в нижней геосфере конвекция осуществляется свободно (квадратная ячейка в вертикальном разрезе), а в верхней — горизонтальный размер ячеек навязывается конвекцией в нижней геосфере, вертикальный размер определяется мощностью верхней геосферы.

Как мы увидим в следующем разделе, описанная ситуация может иметь место в мантии Земли, где роль нижней геосферы может играть нижняя мантия, а верхней геосферы — верхняя мантия (рис. 18.2 и 18.3).

18.4. Современные представления о механизме тектонических движений и деформаций

Как было изложено в начале настоящей книги, в основе современных представлений о механизме тектогенеза лежит концепция

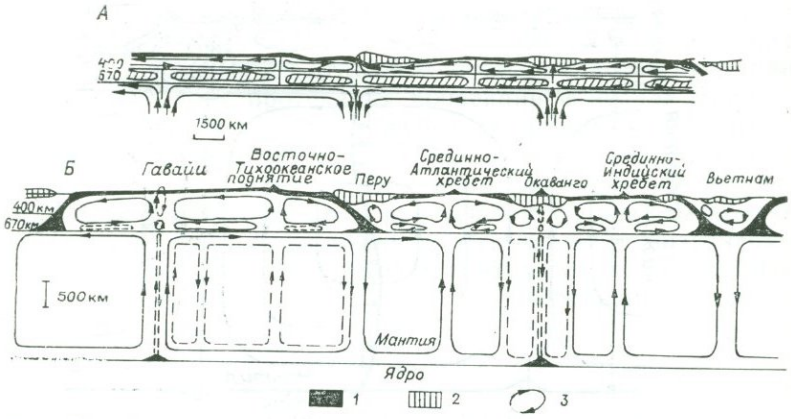


Рис. 18.3. Гипотетический разрез через мантию Земли, по Н. Л. Добрецову, А. Г. Кирдяшкину (1993), в сравнении с разрезом Т. Ирвина, 1988 (наверху):
1 — океанская литосфера; *2* — континентальная литосфера; *3* — конвективные течения в астеносфере и нижней мантии

тектоники литосферных плит, сформулированная к 1968 г. Там же была сделана оговорка, что эта концепция в свете накопленных за четверть века фактов нуждается в уточнении и дополнении, что и является предметом данного раздела. Начнем с основных положений концепции, которые были перечислены в гл. 3.

1. Исходной предпосылкой тектоники плит служит представление о разделении верхней твердой Земли на две резко различные по реологическим свойствам оболочки — литосферу и астеносферу. В общей форме это положение, как и остальные, сохраняет силу, но с теми существенными оговорками, что, во-первых, контраст между вязкостью литосферы и астеносферы существенно уменьшается от океанов к континентам, и это, очевидно, обусловливает меньшую подвижность континентальных плит, и, во-вторых, мощность литосферы и соответственно глубина залегания и мощность астеносферы испытывают значительные изменения при переходе от океанов к континентам; под последними мощность литосферы может достигать 150—200 и, возможно, 400 км.

Серьезной поправки требует и тезис о монолитности и жесткости литосферы. В действительности литосфера, особенно континентальная, характеризуется реологической расслоенностью и в ней наряду с жесткими и хрупкими верхней корой и литосферной мантией выделяется пластичная нижняя и (или) средняя кора.

2. Основополагающим постулатом рассматриваемой концепции является разделение литосферы в глобальном масштабе на ограниченное число (в настоящее время 7) крупных и примерно столько же среднемасштабных плит, каждая из которых монолитна, т. е. не способна к внутриплитным деформациям. Последние сосредоточиваются, как показывает распределение сейсмичности, на границах плит. Этот тезис нуждается в двух поправках. Во-

первых, наряду с главными плитами и между ними в подвижных поясах Земли приходится выделять большое число малых плит — микро- и мини-плит, из которых последние являются, очевидно, не литосферными, а коровыми. Во-вторых, главные плиты не являются, строго говоря, монолитными, в них существуют ослабленные зоны на месте древних межплитных швов—сутур, а также древних и молодых рифтовых систем, вдоль которых и концентрируются внутриплитные деформации. Это дает основание выделять в пределах крупных плит субплиты, разделенные, в частности, континентальными рифтовыми системами.

3. Согласно третьему положению тектоники плит, литосферные плиты испытывают относительные горизонтальные перемещения трех родов — дивергенцию (раздвиг, спрединг) вдоль осей срединно-океанских хребтов и межконтинентальных рифтов, конвергенцию (субдукцию, коллизию) вдоль окраин океанов и во внутриконтинентальных орогенах и смещение по трансформным разломам. Все эти три процесса оказались значительно более сложными, чем это первоначально рисовалось, хотя их реальность и получила полное подтверждение.

Спрединг, как выяснилось, существенно изменяет свою скорость не только в пространстве, но и во времени, протекает не всегда симметрично относительно своих осей, а сами оси испытывают неоднократный перескок параллельно самим себе. Наблюдается разрастание осей спрединга по простиранию, а в ряде случаев они распадаются на короткие искривленные отрезки, кулисообразно заходящие друг за друга.

Субдукция протекает в существенно различающихся формах; соответственно изменяются и сопровождающие ее процессы. Значительной изменчивостью отличаются скорость субдукции, наклон ее поверхности — от почти горизонтального до почти вертикального, глубина проникновения субдуцируемой плиты в мантию. Субдукция не всегда сопровождается наращиванием, аккрецией континентальной коры в форме образования аккреционных клиньев и роста вулканических дуг. В ряде случаев вместо аккреции наблюдается тектоническая эрозия нависающей плиты, а над очень пологими участками зон субдукции — отсутствие вулканизма.

Трансформные разломы оказались не одинаковыми по своей протяженности и значению, разделяясь на несколько порядков — от трансокеанских, магистральных, до пересекающих лишь гребневые зоны срединно-океанских хребтов. Перемещения по ним сводятся не только к сдвигам, но и к раздвигам или надвигам, т. е. происходит транстенсия или транспрессия.

4. Следующее положение тектоники плит, согласно которому взаимные перемещения плит подчиняются теореме Эйлера, полностью сохраняет свое значение и служит основой для реконструкции кинематики плит в геологическом прошлом с помощью ЭВМ.

5. Иначе обстоит дело с постулатом, касающимся автоматической компенсации спрединга субдукцией и неизменности радиуса Земли. Постулат этот может считаться справедливым лишь

относительно, с некоторым допуском, ибо уже периодические изменения скорости вращения Земли указывают на изменения ее объема и радиуса; с этим может быть увязана и определенная периодичность в колебаниях интенсивности сейсмичности, вулканизма, интрузивного магматизма, метаморфизма и тектонических деформаций.

Установлено вместе с тем, что компенсация спрединга осуществляется не только путем субдукции океанской литосферы, но и ее обдукции, а также субдукции континентальной литосферы и ее перемещения по крупным сдвигам в орогенах и короблению по периферии зон коллизии.

6. Причиной перемещения плит признается конвекция в мантии Земли, причем эта конвекция считается общемантийной и тепловой, а ее воздействие на движение плит — осуществляющимся через сцепление литосферных плит с движущимся под влиянием конвекции астеносферным конвейером, т. е. волочением (drag) литосферы.

В настоящее время в механизме перемещения плит не меньшая роль отводится их расталкиванию (push) в осях спрединга и особенно их затягиванию (pull) в зоны субдукции под воздействием силы тяжести. Сама конвекция рассматривается не как просто тепловая, а как химико-плотностная, и наряду с моделью общемантийной конвекции активно обсуждается модель двухъярусной конвекции, раздельно в нижней и верхней мантии. Наиболее вероятно, что в истории Земли чередовались периоды общемантийной и двухъярусной конвекции, так же как одноячеистой и двух- (или более) ячеистой. Кроме того, приходится допустить проявление относительно мелкомасштабной конвекции в астеносфере океанов и континентов, а в районах интенсивного разогрева — и в самой литосфере. Таким образом, следует полагать, что конвекция является многоярусной; подчиняясь расслоению твердой Земли на оболочки (геосферы), но наряду с ее автономным проявлением в отдельных геосферах имеет место взаимодействие их конвективных систем — более глубокие системы инициируют конвекцию в менее глубоких.

Как можно видеть из вышеизложенного, суммированного в табл. 18.1, основные положения тектоники плит выдержали испытание временем, но лишь в самой общей форме, в глобальном масштабе и, добавим, применительно к последнему миллиарду лет истории Земли. Что касается более раннего времени, то, как было изложено в гл. 17, в раннем протерозое господствовала «тектоника малых плит», а для архея можно предполагать эмбриональную плитотектонику.

Из аспектов тектогенеза, не нашедших своего объяснения в классической тектонике плит, одним из важнейших является внутриплитная тектоника (и магматизм тоже). Мы видели, что значительная часть проявлений внутриплитной тектоники, а именно окраино- и внутриплатформенные дислокации и внутриконтинентальное горообразование, вполне удовлетворительно объясняется

Таблица 18.1

Сравнение основных положений классической и современной тектоники плит

Классическая тектоника плит (1968)	Современная тектоника плит (1993)
1	2
1. Верхняя часть твердой Земли разделяется на хрупкую литосферу и пластичную астеносферу	1. Верхняя часть твердой Земли разделяется на литосферу и астеносферу, но *литосфера не столь монолитна, как предполагалось,* и подвержена расслаиванию, а астеносфера существенно изменяет свою мощность и вязкость в латеральном направлении
2. Литосфера разделена по латерали на ограниченное число крупных и средних по размерам плит	2. Литосфера разделена по латерали на крупные, средние и *малые* плиты. *Между крупными плитами расположены пояса, состоящие из мозаики малых плит, а сами крупные плиты неоднородны как в вертикальном, так и в горизонтальном сечении*
3. Литосферные плиты находятся в постоянном относительном движении по поверхности астеносферы, а основная тектоническая, сейсмическая и магматическая активность сосредоточена на их границах	3. Литосферные плиты находятся в постоянном относительном движении по поверхности астеносферы, и основная тектоническая, сейсмическая и магматическая активность сосредоточена на их границах, однако, хотя и в меньшем масштабе, *проявляется и во внутренних частях плит*
4. Горизонтальные перемещения литосферных плит поддаются описанию исходя из теоремы Эйлера	4. Горизонтальные перемещения крупных и средних плит поддаются описанию исходя из теоремы Эйлера, но *малые плиты могут испытывать более сложные перемещения*
5. Наблюдается три основных типа относительных перемещений плит: 1) расхождение (дивергенция), выраженное рифтингом и спредингом; 2) схождение (конвергенция), выраженное субдукцией и коллизией и 3) сдвиговые перемещения по трансформным разломам	5. Наблюдаются три основных типа относительных перемещений плит: 1) расхождение (дивергенция), выраженное рифтингом и спредингом; 2) схождение (конвергенция), выраженное субдукцией, *обдукцией, эдукцией,* коллизией, *выжиманием масс горных пород в латеральном направлении,* в том числе по сдвигам и 3) сдвиговые перемещения по трансформным разломам, *нередко сочетающиеся со сжатием (транспрессия) или растяжением (транстенсия)*

Продолжение табл. 18.1

1	2
6. Спрединг в океанах автоматически компенсируется субдукцией и коллизией по их периферии и благодаря этому радиус и объем Земли остаются постоянными	6. *Спрединг* в океанах компенсируется не только *субдукцией* и *коллизией, но и другими процессами,* связанными с конвергенцией плит (обдукция, эдукция, сдвиги и пр.), причем *все эти процессы не находятся* в постоянном *количественном соответствии.* Поэтому *радиус и объем Земли могут испытывать пульсацию,* хотя и в ограниченных размерах. Кроме того, весьма *вероятно вековое уменьшение* радиуса и объема Земли вследствие ее общего охлаждения
7. Перемещения литосферных плит относительно астеносферы обязаны их волочению под действием конвективных течений в астеносфере	7. *Перемещения литосферных плит* относительно астеносферы *обязаны не только их волочению* конвективными течениями, но и *отодвиганию* от осей *срединно-океанских хребтов* (ridge push) и *затягиванию в зоны субдукции* (slab pull)
8. Главным «мотором» тектоники плит служит конвекция, которая является общемантийной и имеет чисто тепловое происхождение	8. Главным «мотором» тектоники плит служит конвекция в мантии, но она проявляется в гораздо более сложной форме, различной на разных уровнях, многослойной, и является не чисто термической, но и химической
9. Ряд важных тектонических и вообще геодинамических процессов остался вне рассмотрения в классической тектонике плит, а такие основные процессы, как рифтинг, спрединг, субдукция, перемещения по трансформным разломам, рассматривались весьма упрощенно	9. При создании более общей геодинамической концепции необходимо учитывать более широкий круг процессов, включая внутриплитные деформации и магматизм, периодические изменения эндогенной активности Земли, а также сложность движений на границах плит, их изменчивость в пространстве и времени

отдаленным воздействием коллизии крупных плит с «раздавливанием» ансамбля промежуточных микро-и мини-плит (см. гл. 13 и 14). Но остаются линейные и изометричные вулканические и невулканические (криптовулканические) цепи и поднятия, для объяснения происхождения которых была предложена гипотеза горячих точек, изложенная в гл. 7. В пользу этой гипотезы, связывающей появление горячих точек на поверхности Земли с мантийными струями, поднимающимися с больших глубин, в основном от границы мантии и ядра, говорят две категории фактов: 1) закономерное увеличение возраста вулканических построек линейных хребтов с удалением от современного вулканического

центра, совпадающее по направлению с направлением движения соответствующей литосферной плиты (классический пример — Гавайско-Императорская цепь в Тихом океане), и 2) установленное сейсмической томографией совпадение области максимального сгущения горячих точек в Тихом океане с областью наибольшего возмущения граничной поверхности мантии и ядра.

Однако гипотеза горячих точек — мантийных струй («плюмов»), по крайней мере в той ее форме, которая принимает подъем последних из нижней мантии или даже с границы мантия—ядро, не может считаться доказанной. Главное, что вызывает возражения, это каким образом картина вертикального подъема струй с больших глубин сочетается с конвективными течениями в мантии с их длинными горизонтальными ветвями. Другое серьезное возражение, выдвинутое О. Г. Сорохтиным и С. А. Ушаковым, касается глубины зарождения щелочно-базальтовых магматических расплавов, характерных для горячих точек, которая, по их расчетам, не может превышать 60—80 км; иначе говоря, эти магматические очаги должны располагаться непосредственно под литосферой (это относится, очевидно, к океанам). Локализация горячих точек может определяться глубокими разломами литосферы и особенно их пересечениями. Действительно, в океанах бо́льшая часть горячих точек тяготеет к пересечениям рифтов срединно-океанских хребтов зонами крупных трансформных разломов (Исландия, Азорские острова, о. Пасхи и др.) или к тройным сочленениям рифтов (например, о. Буве), а на континентах — к современным или древним рифтовым системам и к их пересечению разломами или сочленению.

Удревнение возраста вулканических построек в линейных цепях океанов в направлении их окраин может быть естественно объяснено их первоначальным зарождением на осях рифтов, а затем расщеплением и удалением от этих осей в процессе спрединга. Труднее всего объяснить удревнение возраста в случаях, подобных Гавайско-Императорской цепи, когда нет локализации вдоль трансформных разломов, но здесь речь может идти о древних трансформах, ориентированных иначе, чем современные и молодые; за это говорит уже сама конформность этих цепей направлению движения плит. О. Г. Сорохтин и С. А. Ушаков объясняют эту закономерность с позиций «мембранной» гипотезы Д. Тёркота—Е. Оксбурга, согласно которой литосферные плиты, перемещаясь по поверхности Земли и приспосабливаясь к изменяющейся кривизне ее эллипсоида вращения испытывают деформации растяжения или сдвига, могущие способствовать раскрытию разломов и проявлению вдоль них магматизма.

Другая, также весьма важная в практическом отношении сторона внутриплитного тектогенеза и магматизма, — это *формирование осадочных бассейнов*. В настоящее время практически общепризнано, что такие бассейны возникают на основе рифтинга. Соответственно со времени основополагающей работы Д. Маккензи (1978) в развитии осадочных бассейнов выделяют две стадии:

1) синрифтовую, с быстрым утонением коры и изостатическим опусканием ее поверхности в условиях растяжения, а также подъемом изотерм нижней части литосферы и 2) пострифтовую, медленного остывания и погружения утоненного участка литосферы с образованием самого бассейна. Однако анализ развития и структуры многих конкретных бассейнов показал, что масштаб их реального погружения более значителен, чем обусловленный просто остыванием литосферы и(или) выступа астеносферы под бассейном. Это привело к поискам дополнительного фактора, могущего вызвать погружение бассейна. Была, в частности, предложена модель фазового перехода габбро в эклогит в низах континентальной коры (Е. В. Артюшков и др.). Однако экспериментальные данные и теоретические соображения не подтверждают эту гипотезу.

Другой, более вероятный механизм недавно был обоснован группой исследователей (Л. И. Лобковский и др., 1993). Исходной посылкой является утонение литосферы снизу и подъем кровли астеносферы в процессе рифтинга. Это вызывает вследствие декомпрессии дополнительное частичное плавление вещества в астеносферном выступе (рис. 18.4, *а*) с восходящей фильтрацией образовавшейся магмы. Поскольку перекрывающая астеносферный выступ нижняя литосфера пластична, она оказывается непроницаемой для магмы, которая должна накапливаться вблизи кровли этого выступа (рис. 18.4, *б*). Если произойдет прорыв магмы к поверхности, то это приведет к проявлениям вулканизма (рис. 18.4, *в*), вплоть до образования крупных платобазальтовых, траповых полей (см. выше). В противном случае после прекращения растяжения литосферы магматический расплав кристаллизуется, превращаясь в условиях высокого давления в эклогит. Эклогитовая линза должна тонуть в более легкой астеносфере, что приводит к дополнительному прогибанию поверхности литосферы (рис. 18.4, *г*). Возможен и промежуточный вариант с частичным излиянием магмы на поверхность и с эклогитизацией остаточного расплава.

Сходная проблема, оставшаяся за рамками концепции тектоники плит как имеющая, очевидно, более частное значение, чем глобальная кинематика плит, но тем не менее достаточно важная, — это *проблема происхождения окраинных и внутренних морей* с корой океанского типа. В общей форме можно констатировать, что процессы сжатия в конвергентных системах желоба — островные дуги и желоба—окраины континентов андского типа повсеместно сопровождаются и в той или иной степени компенсируются процессами растяжения в их тылу, приводящими в менее развитой форме к образованию рифтов (в том числе внутридуговых) и щелочно-базальтовому магматизму, а в более развитой — к раскрытию окраинных морей и толеит-базальтовому магматизму. Конкретный механизм этих процессов еще подлежит уточнению.

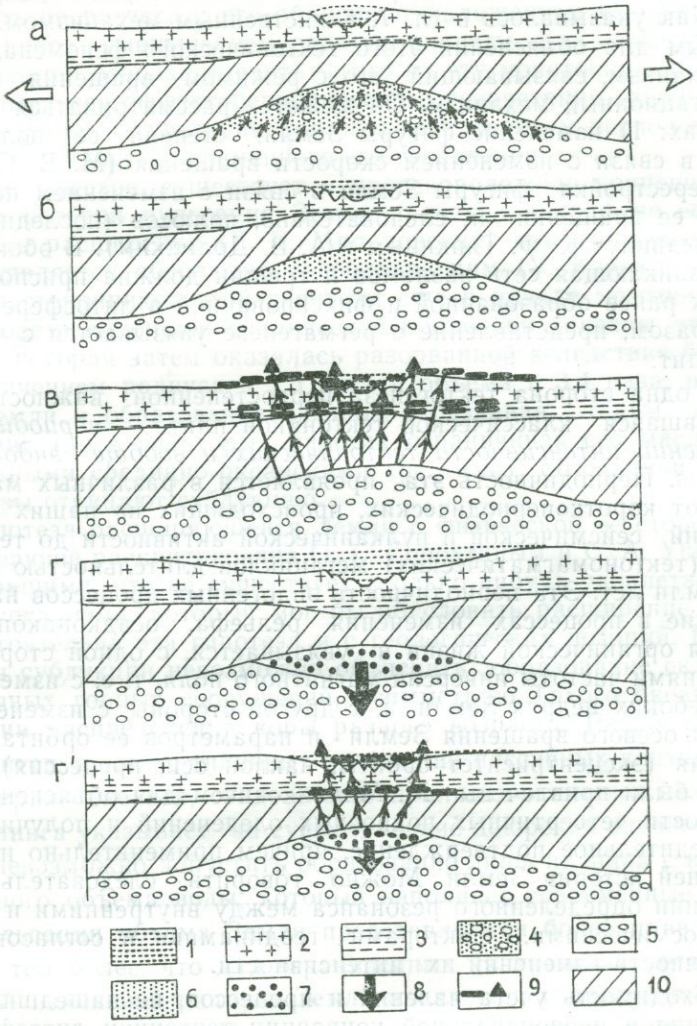


Рис. 18.4. Возможный глубинный механизм формирования пострифтового внутриконтинентального бассейна; *а—г* — последовательные стадии (объяснения в тексте). По Л. И. Лобковскому и др. (1993):

1 — осадки; *2—3* — континентальная кора, ее хрупкая (*2*) и пластичная (*3*) части; *4* — частично расплавленная среда; *5* — астеносфера; *6* — расплав в магматической линзе; *7* — эклогитовые породы; *8* — погружение эклогитовой линзы; *9* — магматизм; *10* — подкоровая часть литосферы

Следующая проблема подлинно глобального масштаба, также обойденная вниманием в классической тектонике плит, — *происхождение регматической сети разломов и планетарной трещиноватости.* Как указывалось в гл. 7, единственным механизмом, предложенным для объяснения этого тектонического феномена, остается механизм, связывающий его с режимом вращения Земли, т. е. ротационный механизм. Он может рассматриваться в двух вариантах: 1) изменение фигуры Земли, степени ее полярного сжатия в связи с изменением скорости вращения (М. В. Стовас) и 2) перестройка фигуры Земли в связи с изменением положения оси ее вращения и, следовательно, полюсов (последний вариант выдвинут К. Ф. Тяпкиным и А. В. Долицким). В обоих случаях возникающая сеть разломов и трещин должна приспосабливаться к ранее образованной и фиксированной в литосфере и, таким образом, представление о регмагенезе увязывается с тектоникой плит.

Еще одна сторона тектогенеза первостепенной важности, не учитывавшаяся классической тектоникой плит, — *периодичность в изменении интенсивности тектонических и вообще эндогенных процессов.* Периодичность эта проявляется в различных масштабах — от короткопериодических, происходящих на наших глазах изменений сейсмической и вулканической активности до тектонических (тектономагматических) мегациклов длительностью порядка 600 млн лет. Эта периодичность эндогенных процессов находит отражение в процессах изменения рельефа, осадконакопления, развития органической жизни и увязывается, с одной стороны, с изменениями частоты инверсий магнитного поля, т. е. с изменениями в глубоких недрах Земли, и, с другой стороны, с изменениями скорости осевого вращения Земли и параметров ее орбитального вращения (эксцентриситет орбиты, наклон оси, прецессия). Последние были привлечены М. Миланковичем для объяснения периодичности четвертичных покровных оледенений и получили теперь убедительное подтверждение, причем применительно и к более ранней истории Земли. Можно говорить, следовательно, о проявлении определенного резонанса между внутренними и внешними, космическими, факторами геодинамики и согласованной периодичности изменений их интенсивности.

Необходимость учета явлений и процессов, не нашедших истолкования в первоначальной концепции тектоники литосферных плит, не подрывает ее основ, но показывает, что она нуждается в расширении и дальнейшем развитии, которое и происходит на наших глазах.

Наконец, еще один важный вопрос — о *существовании общей тенденции в изменении радиуса и объема Земли.* Происходит вековое охлаждение Земли в связи с утратой тепла, запасенного в эпоху ее аккреции, со снижением темпов глубинной дифференциации, с постепенным исчерпанием запаса радиоактивных элементов, с убыванием интенсивности лунных приливов. Свидетельством уменьшения объема Земли служит почти повсеместное, кроме

рифтовых зон, преобладание сжатия в земной коре и то обстоятельство, что замедление вращения Земли, обусловленное влиянием лунных приливов, оказывается меньшим, чем можно было ожидать по расчетам; его объясняют наложением ускорения, обусловленного уменьшением радиуса планеты. Как отмечалось выше, имеются основания считать, что на эту монотонную тенденцию накладывается эффект периодического возрастания тепловыделения, ведущий к пульсации Земли, с чередованием периодов уменьшения ее радиуса и временного его увеличения.

Как известно, существует и противоположная концепция, согласно которой пульсация Земли происходит на фоне ее нарастающего расширения (Е. Е. Милановский) или что такое расширение является абсолютно преобладающим (У. Кэри). С точки зрения сторонников этой гипотезы еще в начале мезозоя Земля была одета сплошной сиалической оболочкой (океаны отсутствовали), которая затем оказалась разорванной вследствие быстрого, с увеличением радиуса в 1,5 раза и объема в 3,4 раза, расширения Земли и образования океанов. Признавая, таким образом, спрединг (но в некоторых работах ограничивая его масштаб современными срединно-океанскими хребтами), сторонники данной гипотезы отрицают субдукцию.

Гипотеза расширяющейся Земли с физической ее стороны исчерпывающе раскритикована О. Г. Сорохтиным и С. А. Ушаковым, показавшими, что не существует сколько-нибудь удовлетворительного механизма, который мог бы обусловить расширение Земли. Несостоятельна эта гипотеза и с геологических позиций. Без признания субдукции невозможно объяснить образование складчато-покровных горных сооружений, асимметрию Тихого океана в отношении распределения коры разного возраста. Распространение офиолитов, а также типичных отложений пассивных континентальных окраин океанов, свидетельств приливно-отливных явлений и апвеллинга указывает на существование доюрских океанов; кроме того, невозможно допустить образование лишь начиная с юры того огромного объема воды, который заполняет современные океаны.

Пульсации объема Земли представляются более правдоподобными, тем более, что для ограниченных (в пределах первых процентов) изменений радиуса Земли предложен удовлетворительный механизм, связывающий их с фазовыми превращениями в мантии Земли (В. Л. Барсуков, В. С. Урусов). Было бы неправильным, однако, считать, что в истории Земли чередовались периоды абсолютного растяжения — рифтогенеза и абсолютного сжатия — орогенеза, ибо в действительности, как это наблюдается в современную эпоху, эти явления всегда сосуществовали на лике Земли. Речь может идти лишь о преобладании в одни периоды рифтинга, а в другие, вероятно более короткие, — субдукции и коллизии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Теория тектоники литосферных плит впервые в истории геологии дала физически обоснованное объяснение главных сторон тектонической жизни Земли, а также других, производных от нее, геологических процессов (магматизм, метаморфизм, сейсмичность, геоморфогенез, седиментогенез). За четверть века эта теория получила убедительное подтверждение, в том числе глубоководным бурением, изучением океанского ложа со спускаемых подводных аппаратов, сейсмической томографией, методами космической геодезии. И хотя одновременно выяснилась ее излишняя схематичность и недостаточная полнота, основные принципы этой теории остаются незыблемыми: дискретность (фрактальность) в строении литосферы, ее значительная подвижность не только в вертикальном (радиальном), но и в горизонтальном (тангенциальном, латеральном) направлении, связь этой подвижности с конвекцией в мантии.

Дальнейшее развитие и совершенствование плитнотектонической концепции ведет, очевидно, к ее перерастанию в более общую теорию глобальной геодинамики, приближающую нас к построению настоящей теории Земли. Постепенно вырисовываются основные принципы этой теории: 1) дифференциальная подвижность оболочек Земли, более существенная в тангенциальном, чем в радиальном, направлении; 2) проявление в отдельных оболочках автономных систем конвективных течений, обнаруживающих вместе с тем взаимосвязь по вертикали, — конвекция в более глубоких оболочках индуцирует конвекцию в более внешних оболочках; 3) взаимосвязь глубинных эндогенных процессов от ядра до земной коры, поверхностных процессов, обусловленных действием солнечной энергии и силы тяжести, а также космогенных процессов, связанных с изменениями ротационного режима Земли, внешних гравитационного и магнитного полей; 4) вековое охлаждение Земли, затухание ее эндогенной активности, уменьшение ее радиуса и на таком фоне пульсация этого радиуса, согласованная с изменением тепловыделения, интенсивности конвективных течений и их перестройкой.

Как можно видеть из только что сказанного, основой будущей обобщенной теории остается тектоника плит, но вместе с тем она должна будет полнее вобрать в себя позитивные элементы предшествующих тектонических гипотез — контракционной, пульсационной, ротационной, глубинной дифференциации. Это естественный путь развития парадигмы — от отрицания более ранних представлений до постепенной ассимиляции того рационального, что в них содержалось.

Уже когда настоящая книга была в наборе, в Москве был получен юбилейный, сотый том журнала Японского геологического общества, ознакомление с которым позволяет считать, что нашими японскими коллегами сделан новый крупный шаг в направлении создания глобальной модели динамики Земли, о которой го-

ворилось выше. Авторы помещенных в этом томе тематически взаимосвязанных статей — С. Маруяма, М. Кумазава, С. Каваками и др. — справедливо исходят из того, что (как это было уже отмечено) теория тектоники литосферных плит объяснила лишь процессы, происходящие в верхних оболочках твердой Земли, в тектоносфере, под которой они понимают кору и верхнюю мантию, и что наступило время создания подлинно глобальной геодинамической модели. Они указывают, что появилось достаточно предпосылок создания такой модели, а именно: 1) данные сейсмотомографии; 2) результаты экспериментов при сверхвысоких давлениях; 3) математическое моделирование с применением суперкомпьютеров; 4) данные исследований Земли и планет из космоса; 5) новые регионально-геологические исследования, существенно пополнившие наши сведения о строении континентов и океанов.

Отмечая, что тектоника плит, положения которой они отнюдь не отрицают, освещает лишь динамику тектоносферы, японские ученые приходят к заключению, что на уровне нижней мантии господствует уже не тектоника плит, а тектоника мантийных струй, т. е. плюм-тектоника, связанная, однако, с тектоникой плит. Эта связь выражается в том, что субдуцируемая холодная литосфера погружается до границы верхней и нижней мантии (670 км), здесь накапливается, частично продавливаясь вниз, а затем через 300—400 млн лет проникает в нижнюю мантию, достигая ее границы с ядром (рис. 18.5). Это вызывает изменение характера конвекции во внешнем ядре и его взаимодействия с внутренним ядром и, в порядке компенсации притока материала сверху, образование на границе ядро/мантия восходящих суперплюмов. Последние поднимаются до подошвы литосферы, частично испытывая задержку на границе нижней и верхней мантии, а в тектоносфере расщепляются на более мелкие плюмы, с которыми и связан внутриплитный магматизм. Они же, очевидно, стимулируют конвекцию в астеносфере, ответственную за перемещение литосферных плит.

Процессы, происходящие в ядре, японские авторы обозначают, в отличие от плейт- и плюм-тектоники, как тектонику роста, (growth tectonics), имея в виду рост внутреннего, чисто железоникелевого ядра за счет внешнего ядра, пополняемого коровомантийным силикатным материалом.

Таким образом, в их глобальной модели (см. рис. 18.5) выделяются три уровня, различающиеся по характеру происходящих в них конвективных процессов: верхний (тектоносфера) с тектоникой плит, средний (нижняя мантия) с плюм-тектоникой и нижний (ядро) с тектоникой роста.

В истории Земли, по мнению японских исследователей, до начала архея господствовала плюм-тектоника, ей предшествовала тектоника роста. В архее она начала вытесняться плейт-тектоникой (аналогичный вывод был сделан и нами), которая затем, с начала протерозоя, стала господствующей формой движений в тектоносфере. В будущем развитии Земли тектоника плит должна

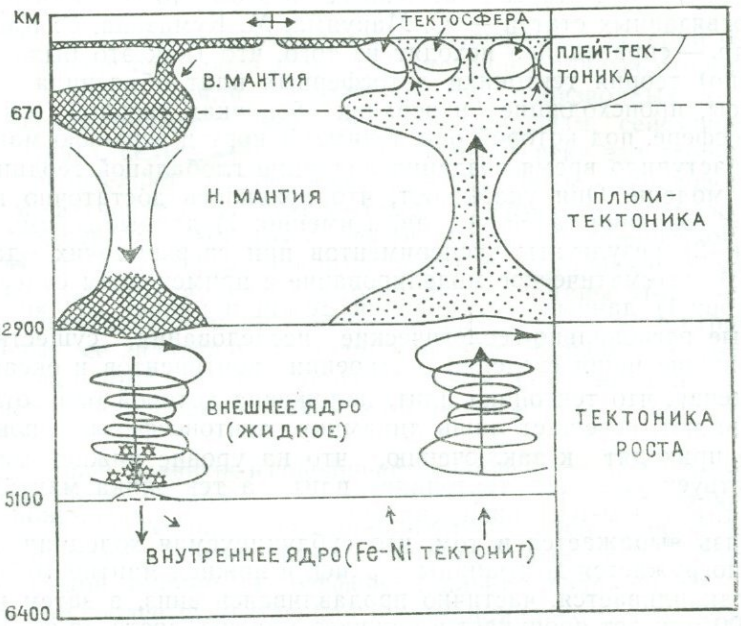


Рис. 18.5. Схематическая иллюстрация глобальной тектоники (по С. Маруяме и др., 1993). Тектоника плит поставляет холодный материал в область плюм-тектоники. Катастрофический коллапс застоявшейся на глубине 670 км пластины вызывает не только восходящее мантийное течение, стимулирующее плейт-тектонику, но и изменение конвективной циркуляции во внешнем ядре, контролирующее тектонику роста во внутреннем ядре

смениться контракционной тектоникой, когда литосфера образует единую оболочку, испытывающую общее сжатие.

Планеты земной группы составляют, согласно излагаемой концепции, эволюционный ряд. Развитие всех планет началось со стадии хаотической конвекции, которую сменила стадия плюм-тектоники. На этой стадии, вернее на стадии перехода от плюм-тектоники к плейт-тектонике, находится в настоящее время Венера (опять-таки в нашей книге был сделан аналогичный вывод), а Земля переживает стадию плейт-тектоники. Причину, по которой Венера задержалась, по сравнению с Землей, на более ранней стадии, японцы усматривают в ее более мощной и плотной атмосфере, создавшей значительный парниковый эффект. На следующей, после Земли, контракционной стадии развития находится Марс, с отдельными проявлениями разломов и вулканизма, а в последнюю — терминальную — стадию вступили Меркурий и Луна, на которых возможно лишь появление отдельных газовых струй.

Таковы главные черты концепции, предложенной японскими исследователями. Несомненно, ее нельзя считать еще вполне за-

вершенной и совершенной. Некоторые вопросы остаются открытыми (например, взаимодействие Земли и окружающего космоса, фрактальность литосферы) или не вполне ясными — переход от плейт- к плюм-тектонике в пространстве и во времени; то же относится к процессам в ядре. Но в целом японские ученые вполне правы, считая, что предложенная ими новая глобальная геодинамическая модель означает существенное продвижение вперед в направлении создания новой парадигмы в науках о Земле — вступительная статья сборника так и озаглавлена «К новой парадигме в динамике Земли».

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. Н., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР (в двух книгах). М.: Недра, 1990.

Кеннетт Дж. П. Морская геология (в двух книгах). М.: Мир, 1987.

Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989.

Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.

Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977.

Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (в двух книгах). М.: Недра, 1983, 1987.

Миясиро А., Аки К., Шенгёр А. Орогенез. М.: Мир, 1985.

Структурная геология и тектоника плит (в трех книгах) / Ред. К. Сейферт, М.: Мир, 1990.

Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ред. Ю. М. Пущаровский, В. Г. Трифонов. М.: Наука, 1990.

Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника (в пяти книгах). М.: Недра, 1971—1985.

Хаин В. Е., Божко Н. А., Сеславинский К. Б., Балуховский А. Н. Историческая геотектоника (в трех книгах): М.: Недра, 1988—1993.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абсолютные движения плит 35, 42, 134
Авлакогены 70, 332, 334, 338
Автохтон 394
Авулканическая субдукция 117, 128, 129, 130
Адвекция 31, 449
Аккреционный клин (призма) 113, 116, 146, 279, 368
Аккреция (наращивание) края континента 313, 314, 316
Аккреция субдукционная 127, 146, 147
Активные континентальные окраины 193, 268, 275
Активный рифтогенез 87
Актуализм 10
Актуотектоника 6, 45
Аллохтон 394
Альпинотипная субдукция (А-субдукция) 98, 99, 111, 116
Антеклизы 331
Антиформы 397
Асейсмичный фронт 108, 110
Астенолит 31
Астеносфера 4, 26, 28
Астроблемы 184, 185

Базальный метаморфический ореол 162
Барьерные рифы 200, 270
Беньофа зоны 102, 108, 136
Бертрана циклы 291

Вайна — Мэтьюза гипотеза 77, 78
Вергентность 298, 365
Вилсона цикл 308
Виргация 298, 301, 352
Внутриплитная тектоника 41, 172, 253, 357
Водомерный метод 46
Вулканический фронт 108, 110, 117
Высокоскоростной спрединг 85, 86

Геодинамика 5
Геодинамические карты 418
Геосинклиналь 13, 195, 288, 307
Геотектоника (определение) 4
Гидравлический разрыв, расклинивание 68, 69, 72
Гийоты 253
Глобальная система рифтовых зон, ее асимметрия 58, 60, 61, 62
Глобальное размещение и ориентировка зон субдукции 60, 95, 140, 142
Глубинной дифференциации гипотеза 31
Глубинные разломы 176
Глубоководные желоба 93, 94, 112, 133, 278
Гляциодислокации 386, 387

Горячих точек гипотеза 41, 43, 88, 174, 459
Гравитационная складчатость, покровы 366, 402
Гранитогнейсовые купола 383, 384
Гранулито-гнейсовые пояса 327

Деструктивные границы плит 37
Диапиризм мантийный глубинный 307, 366
Диапировые складки 374, 378
Дивергентные границы плит 34, 35, 58
Дигитации 394
Дисгармоничная складчатость 447
Дрейфа материков гипотеза 31
Дуплекс 369

Задуговой бассейн 96, 112, 133, 281
Зеленокаменные пояса 325, 326
Зондский тип зон субдукции 96, 97

Изостазия 13, 27
Инверсии геомагнитного поля 32, 77, 78, 226, 435
Индентор 349

Карпинского правило 342
Кимберлиты 346
Кинематика субдукции 134, 135
Кливаж 378, 380
Клиноформы 269, 271
Клиппы 395
Коллаж 293
Коллизия 37, 60, 89, 167, 170, 349
Кольцевые структуры 184
Конвекция мантийная 39, 439, 448, 453, 454
Конвергентные границы плит 34, 35, 89, 137
Конседиментационные структуры 389
Конструктивные границы плит 37
Континентальная кора 21, 23
Континентальный рифтогенез 61, 67
Контракции гипотеза 13, 31
Контуриты 199, 269, 272
Корреляция проявлений тектогенеза 434, 435
Космотектонические карты 421
Косоориентированная субдукция 111, 140, 282
Краевые валы океанов 94, 96, 276
Краевые моря 133, 277, 281, 282, 283, 285
Кратоны 193, 290, 321, 322

Лазерных отражателей метод 49, 50
Латеральная геохимическая зональность зон субдукции 122, 124
Латеральная миграция вулканизма зон субдукции 126, 127, 154
Латеральные структурные ряды зон субдукции 96, 111, 133
Линеаменты 175, 176
Линейные магнитные аномалии океана 32, 76, 101, 226, 243, 250
Листрические сбросы 64, 269, 321, 389
Литосфера 26, 76

Мантийные струи 41, 43, 88, 174, 255
Марианский тип зон субдукции 96, 97
Межгорные прогибы 305
Междуговой бассейн 96, 112, 133, 284
Меланж тектонический 145, 315, 395, 396
Микроконтиненты 256

Миогеосинклиналь 275, 296
Мобилизм 14
Моделирование в геотектонике 9
Мохоровичича поверхность 24

Напряженное состояние земной коры 51, 55, 56
Нейтральный режим субдукции 146, 156
Неоавтохтон 405
Неотектоника 6, 229, 423, 434
Нивелирования метод 46, 47
Низкоскоростной спрединг 85, 86
Новая глобальная тектоника 32, 59, 103

Обдукция 37, 90, 161, 163
Объемный метод 9, 212
Океанская кора 19, 20, 75
Океанский тип зон субдукции 96, 97
Океанский рифтогенез 70
Окно тектоническое 395
Окраинно-материковый (андский) тип зон субдукции 60, 96, 97, 275
Окраинные моря 133, 277, 281, 282, 283, 285
Олистоплаки 403
Олистостромы, олистолиты 200, 315
Орогенические фазы 408
Орогены (складчатые пояса) 193, 289, 290, 318
Ортогональность субдукции 88, 138, 139
Остаточная островная дуга 96, 133, 284
Островные дуги 60, 95, 133, 141, 275, 277
Откатывание шарнира при субдукции 134, 135
Относительные движения плит 42, 49, 60, 134
Офиолитовые аллохтоны 161, 165, 297, 315, 317, 398
Офиолиты, офиолитовые комплексы 20, 21, 80, 297

Палеогеологические карты 217
Палеомагнитные методы 224, 227, 228, 229
Палеотектонические карты 214, 422
Палинспастические реконструкции 202, 203, 204
Пангеи 262, 268, 439
Паравтохтон 395
Параллельных даек комплекс 19, 69, 73, 438
Парные метаморфические пояса 132
Пассивные континентальные окраины 60, 193, 267, 270
Пассивный рифтогенез 87
Передовые (краевые) прогибы 293, 294
Переориентировка оси спрединга 81, 244, 245
Перерывов и несогласий метод 9, 216, 219
Перескок оси спрединга 73, 80, 243, 244
Перестройка (реорганизация) систем спрединга — субдукции 88, 140, 167, 434
Периодичность тектонических процессов 435, 462
Пиролит 25
Планетарная трещиноватость 174
Платформы 193, 290, 321, 322
Плиты литосферные 34, 35
Плиты платформ 330
Плюм-тектоника 465, 466
Плюмы мантийные 41, 43, 88, 174, 255
Подвижные пояса 193, 309
Поднятия гипотеза 13, 31
Покровы тектонические 202, 315, 394, 401, 402
Полосовые магнитные аномалии океана 32, 76, 101, 226, 243, 250
Полярность субдукционных вулканических поясов 122, 124
Преддуговой бассейн (прогиб) 96, 112, 133, 279

Приливное торможение, трение в литосфере 141, 442, 443, 463
Проградация 207
Пропагация, продольное разрастание оси спрединга 80, 82, 252
Протрузии 378, 395
Профиль зон Беньофа 106, 107
Пульсационная гипотеза 13, 31, 434, 463

Радиоинтерферометрии метод 49, 51
Разрывы коровые 387
Рассеянный спрединг 281
Расслоенность литосферы 44, 167, 350, 448
Расширяющейся Земли гипотеза 14, 31, 463
Регматическая сеть 182
Режимы субдукции 146
Ретрошарьяж 367
Ритмичность осадконакопления 204, 205
Рифтовая долина 58
Рифтогенез 58, 66
Ротационная гипотеза 31

Сдвиги 180, 181, 201, 391, 392
Сегментация зон спрединга 78, 84
Сегментация зон субдукции 157, 159
Сейсмическая томография 17, 18, 34, 99
Сейсмотектоника 7
Сейсмофокальные зоны 102, 108, 136
Синеклизы 331, 332
Синтаксис 298
Синформы 397
Складчатость 361, 363
Скорость спрединга 76, 244, 246
Скорость субдукции 125, 136, 137
Соляная тектоника (галокинез) 375, 445
Спрединг 32, 70, 72, 435
Сравнительной тектоники метод 8
Срединно-океанские хребты и поднятия 59, 85, 237
Срединные массивы 293, 304
Субдукционные вулканические пояса, дуги 117, 279, 287, 438
Субдукция 37, 89, 435
Сутуры 179, 317, 318
Сфенохазм 228

Тектоника плит (плейт-тектоника) 32, 37, 457, 465
Тектоническая эрозия 150, 279
Тектоносфера 4, 16
Тектонофизика 6
Тектоноэвстазия 86
Террейны 301, 302, 304, 416
Транспрессия 80, 251
Транстенсия 80, 251
Трансформные границы, разломы 32, 37, 38, 78, 79, 248
Трансформные окраины 288
Траппы 344, 345, 438
Трилатерации метод 48
Тройное сочленение границ плит 37, 38, 59

Фазы складчатости 408
Фаций и мощностей метод 8, 197
Фиксизм 14
Фокальные механизмы землетрясений 51, 53
Формации, литодинамические комплексы 9, 213, 215, 339, 340

Цикличность осадконакопления 204, 205

Шарьяжи 202, 315, 394, 401, 402
Швы структурные 179, 317, 318
Штилле канон 409

Щиты платформ 330

Эвгеосинклиналь 296
Эвстатические колебания уровня океана 46, 223, 435
Эдукция 143, 144
Эйлера теорема 38, 39
Экзогенная складчатость 385
Энсиалическая островная дуга 96, 97, 280
Энсиматическая островная дуга 96, 98, 280
Эпиплатформенные орогены 348
Эпохи рифтогенеза 435
Эпохи складчатости, деформаций 411, 435
Эрозия субдукционная 127, 146, 152, 153

Японский тип зон субдукции 96, 97

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

ЧАСТЬ I

ВВОДНАЯ

Глава 1. **Предмет, методы и основные этапы развития геотектоники** 4

1.1. Предмет геотектоники и ее подразделения 4
1.2. Методы геотектоники 7
1.3. Основные этапы развития геотектоники 11

Глава 2. **Общие представления о тектоносфере** 16

2.1. Источники сведений о составе и строении тектоносферы 16
2.2. Общие представления о составе и строении тектоносферы 17

Глава 3. **Концепция тектоники литосферных плит** 30

ЧАСТЬ II

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Глава 4. **Современные тектонические движения, методы и результаты их изучения** 45

4.1. Методы изучения вертикальных движений 46
4.2. Методы изучения горизонтальных движений 48
4.3. Изучение современного напряженного состояния земной коры литосферы 54

Глава 5. **Рифтогенез** 58

5.1. Глобальная система рифтовых зон 58
5.2. Континентальный рифтогенез 61
5.3. Океанский рифтогенез (спрединг) 70
5.4. Активный и пассивный рифтогенез 87

Глава 6. **Субдукция, обдукция и коллизия (тектонические процессы на конвергентных границах литосферных (плит)** 89

6.1. Субдукция: ее проявление, режимы и геологические последствия 90
6.1.1. Выражение зон субдукции в рельефе 93
6.1.2. Тектоническое положение и основные типы зон субдукции 95
6.1.3. Геофизическое выражение зон субдукции 98
6.1.4. Зоны Беньофа 102
6.1.5. Геологическое выражение зон субдукции 111
6.1.6. Кинематика субдукции 134
6.1.7. Тектонические режимы субдукции 146
6.1.8. Сегментация зон субдукции 157
6.2. Обдукция 161
6.3. Коллизия 167

Глава 7. **Внутриплитные тектонические процессы** 172

7.1. Современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности 172
7.2. Основные типы внутриплитных дислокаций 174
7.3. Кольцевые структуры и их природа 184

ЧАСТЬ III

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ГЛАВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЕДИНИЦ ЛИТОСФЕРЫ

Глава 8. **Главные структурные единицы литосферы** 192

Глава 9. **Методы изучения тектонических движений и деформаций и геологического прошлого (палеотектонический и нетектонический анализы)** 197

9.1. Анализ фаций и мощностей. Объемный метод 197
9.2. Анализ формаций. Литодинамические комплексы 213
9.3. Анализ перерывов и несогласий 216
9.4. Палеомагнитные методы 224
9.5. Структурно-геоморфологические методы (неотектонический анализ) 229

Глава 10. **Внутренние области океанов** 237

10.1. Срединно-океанские хребты 237
10.2. Трансформные разломы 248
10.3. Абиссальные равнины 252
10.4. Внутриплитные возвышенности и хребты 253
10.5. Микроконтиненты 256
10.6. Возраст и происхождение океанов 257

Глава 11. **Области перехода континент / океан** 266

11.1. Строение и развитие пассивных окраин 267
11.2. Активные окраины и их развитие 275
11.3. Трансформные окраины 288

Глава 12. **Складчатые пояса континентов** 289

12.1. Общая характеристика складчатых поясов 289
12.2. Внутреннее строение складчатых поясов 293
12.3. Развитие складчатых поясов 307

Глава 13. **Континентальные платформы** 321

13.1. Общая характеристика 321
13.2. Внутреннее строение фундамента древних платформ 325
13.3. Структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла платформ 330
13.4. Стадии развития платформ 337
13.5. Осадочные формации плитного чехла и эволюция структурного плана платформ 339
13.6. Платформенный магматизм 344

Глава 14. **Области внутриконтинентального орогенеза** 348

14.1. Общая характеристика 348
14.2. Магматизм внутриконтинентальных орогенов 358
14.3. Внутриконтинентальный орогенез — распределение во времени 359

ЧАСТЬ IV

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава 15. **Коровые складчато-разрывные дислокации: их происхождение и развитие** 361

15.1. Кинематические и динамические условия образования складок 362
15.2. Геологические условия образования складок 364
15.2.1. Эндогенная складчатость 365
15.2.2. Экзогенная складчатость 385
15.3. Коровые разрывы 387
15.4. Тектонические покровы (шарьяжи) 394
15.5. Развитие тектонических деформаций во времени 408

Глава 16. **Принципы тектонического районирования и тектонические карты** 412

16.1. Этапы развития тектонической картографии 412
16.2. Тектонические карты, задачи и методы их составления 418
16.3. Специальные тектонические карты 421

Глава 17. **Основные этапы и общие закономерности развития земной коры** 424

17.1. Основные этапы развития земной коры 424
17.2. Основные закономерности эволюции Земли и земной коры 436

Глава 18. **Основные источники энергии и глубинные механизмы тектонических процессов** 440

18.1. Источники энергии глубинных геологических процессов 440
18.2. Реологические свойства коры и мантии, литосферы и астеносферы 446
18.3. Конвекция в мантии Земли 448
18.4. Современные представления о механизме тектонических движений и деформаций 453

Заключение 464

Рекомендуемая литература 468

Предметный указатель 469

Учебное издание

Хаин Виктор Ефимович, Ломизе Михаил Григорьевич

ГЕОТЕКТОНИКА С ОСНОВАМИ ГЕОДИНАМИКИ

Зав. редакцией *И. И. Щехура*
Редактор *Н. В. Баринова*
Художественные редакторы *Л. В. Мухина, А. Л. Прокошев*
Переплет художника *Л. Е. Безрученкова*
Технический редактор *Н. И. Смирнова*
Корректоры *Е. Н. Павлова, Л. Д. Степанова*

ИБ № 7323

ЛР № 040414 от 27.03.92.

Сдано в набор 03.11.94. Подписано в печать 03.03.95. Формат 60×90$^{1}/_{16}$. Бумага кн.-журн. Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 30,0. Уч.-изд. л. 34,29. Тираж 3000 экз. Заказ 1991. Изд. № 5605.

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Серпуховская типография Упрполиграфиздата Мособлисполкома

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

Издательство Московского университета готовит к выпуску в 1995 году следующие книги:

МАСЛАКОВА Н. И., ГОРБАЧИК Т. Н. и др. МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ: Учебник. — М.: Изд-во МГУ. 1995. — 18 л.: ил.

Рассмотрены основные группы ископаемых микроорганизмов, являющихся предметом изучения микропалеонтологии: фораминиферы, радиолярии, конодонтофориды, кокколитофориды. По каждой группе изложены систематическое положение, строение мягкого тела и скелета, способы размножения, классификации, экология, породообразующее значение, методика исследования. Даны описания отрядов и других надродовых таксонов.

Для студентов палеонтологов и геологов.

Темплан 1995 г., № 90

МИЛАНОВСКИЙ Е. Е. ГЕОЛОГИЯ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ: Учебник. — М.: Изд-во МГУ, 1995. — 37 л.

В учебнике на основе разработанной автором оригинальной систематики тектонических областей континентов дается районирование Северной Евразии, большую часть которой занимают территории России и других стран СНГ, последовательно рассматриваются геологическое строение, развитие и полезные ископаемые Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ, прилегающих к ним метаплатформенных областей, Урало-Монгольского подвижного пояса и входящих в пределы России и СНГ сегментов Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, в том числе ложа ряда окраинных и внутренних морей. Намечаются главные этапы и некоторые закономерности тектонического развития Северной Евразии.

Для студентов геологических специальностей университетов.

Темплан 1995 г., № 91

ФРОЛОВ В. Т. ЛИТОЛОГИЯ. Кн. 3: Учебное пособие. — М.: Изд-во МГУ, 1995. — 25 л.

В учебном пособии (кн. 1 — 1992 г., кн. 2 — 1993 г.) дан литолого-геологический синтез: рассмотрены эволюция литогенеза Земли, теоретическое и практическое значение осадочных пород, или экзолитов, и, главное, формационный (или бассейновый) анализ, начинающийся с основ системного анализа и историко-геологического подхода, продолжающийся циклическим, генетическим и фациально-палеографическим анализами и завершающийся основами формациологии, или собственно формационным анализом.

Читателю предлагается современный материал по минералам, химическому составу и строению осадочных пород, традиционным и новым методам изучения и классификациям, геологии экзолитов и разносторонним генетическим интерпретациям на основе современной теории литологии и геологии.

Для студентов геологов и географов, аспирантов, специалистов практиков и научных работников.

Темплан 1995 г., № 92

5312