

Глава 7. ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ

В результате проведения в 50–60-е годы XX в. геолого-геофизических исследований и объединения усилий международного сообщества геологов и геофизиков в середине 60-х – начале 70-х годов была создана новая геологическая теория, получившая название тектоники литосферных плит. Описанию этой теории посвящено много специальных и обзорных работ (Тектоника плит, 1974; Ле Пишон и др., 1977; Унксов, 1981; Сорохтин, 1984; Хаин, Ломизе, 1995; и др.). Поэтому лишь кратко остановимся на освещении этой теории и постараемся показать, что она органически вписывается в рассматриваемую здесь более широкую и общую теорию развития Земли.

7.1. Основные положения теории

Слово “тектоника” в буквальном переводе с древнегреческого значит строительное искусство, строение. В науках о Земле под этим термином обычно понимают геологическое строение и закономерности развития земной коры, а под литосферой – каменную (т. е. твердую и прочную) оболочку Земли. В современном понимании термин “литосфера” включает в себя не только земную кору, но и часть верхней мантии, в которой мантийное вещество настолько остыло, что полностью раскристаллизовалось и превратилось в горную породу. Слово “плиты” в названии новой теории показывает, что литосферная оболочка Земли разбита на отдельные блоки, вертикальные размеры которых обычно много меньше горизонтальных.

Таким образом, под тектоникой литосферных плит мы будем понимать геологическую теорию, которая рассматривает строение, образование и взаимные перемещения литосферных плит, сопровождаемые их деформациями, магматическими проявлениями и другими процессами, приводящими к формированию земной коры и связанных с ней полезных ископаемых. В этом определении ничего не говорится о причинах движения литосферных плит, поскольку эту задачу решает смежная дисциплина – геодинамика, о ней речь велась в предыдущих главах (см. гл. 6).

Особенностью литосферных плит является их долговременная жесткость и способность при отсутствии внешних воздействий длительное время сохранять неизменными форму и строение. Для того чтобы литосферную плиту разрушить или деформировать, необходимо приложить к ней дополнительные механические напряжения, превышающие предел прочности слагающих ее пород, примерно равный 1 т/см^2 .

В процессе изучения верхней, жесткой оболочки Земли – литосферы – было установлено, что она состоит из земной коры и подстилающей ее подкоровой части литосферы. Как уже отмечалось в разделе 2.3, земная кора континентов в основном сложена гранитоидами и породами среднего состава, сверху континентальная кора обычно бывает перекрыта осадками. Суммарная мощность коры меняется от 30 до 80 км (в среднем близка к 40 км). Консолидированная океаническая кора более тонкая – обычно достигает 6,5–7 км – и сложена (сверху вниз) базальтами, габбро и серпентинитами. Мощность осадочных отложений на океанической коре не постоянная: она увеличивается в береговых зонах океанов и выклинивается на гребнях срединно-океанических хребтов. В среднем же мощность океанических осадков достигает 500 м. Снизу океаническая кора подстилается массивными ультраосновными породами – перидотитами и лерцолитами. Суммарная мощность океанических литосферных плит меняется в пределах от 2–3 км в районе рифтовых зон океанов до 80–90 км вблизи океанических берегов. Толщина древних континентальных плит достигает 200–250 км.

С глубиной, как известно, температура в Земле постепенно возрастает. Под океаническими плитами температура мантии достигает температуры плавления мантийных пород (см. рис. 2.19). Поэтому за подошву литосферы под океанами принимается поверхность начала плавления мантийного вещества с температурой его

солидуса. Ниже океанической литосферы мантийное вещество оказывается частично расплавленным и пластичным с пониженной вязкостью. Пластичный слой мантии под такой литосферой обычно выделяется в качестве самостоятельной оболочки – астеносферы. Последняя четко выражена только под океаническими плитами (под океанами она и была впервые обнаружена как слой, образующий сейсмический волновод). Под мощными континентальными плитами астеносфера фактически отсутствует, хотя они также подстилаются пластичным веществом верхней мантии (см. рис. 2.19).

Астеносфера играет определяющую роль в формировании базальтового магматизма океанических плит и при взаимодействии конвективного массообмена мантии с литосферной оболочкой. Базальтовый же магматизм континентальных плит может проявиться только в том случае, когда горячее мантийное вещество благодаря расколу плиты может подняться до уровня начала плавления этого вещества (приблизительно на глубинах около 80–100 км).

В отличие от литосферы астеносфера не обладает пределом прочности, и ее вещество может деформироваться (течь) под действием даже очень малых избыточных давлений, хотя этот процесс из-за высокой вязкости астеносферного вещества – порядка 10^{18} – 10^{20} П развивается чрезвычайно медленно (для сравнения отметим, что вязкость воды равняется 10^{-2} П, жидкой базальтовой лавы – 10^4 – 10^6 , льда – около 10^{13} и каменной соли – порядка 10^{18} П). Под влиянием господствующих в недрах Земли высоких гидростатических давлений температура плавления силикатов с глубиной возрастает быстрее, чем сама температура мантии. Следовательно, глубже астеносферы частичное плавление мантийного вещества уже не должно происходить, хотя по свойствам оно остается пластичным, напоминающим сверхвязкую жидкость с вязкостью около 10^{22} – 10^{23} П (см. раздел 2.9).

На Земле выделяют семь крупных плит: Тихоокеанскую, Евразийскую, Индо-Австралийскую, Антарктическую, Африканскую, Североамериканскую и Южноамериканскую, и столько же плит средних размеров: плиты Наска и Кокос на востоке Тихого океана, Филиппинскую, Аравийскую, Сомалийскую, Карибскую и плиту Скотия, расположенную между Южной Америкой и Антарктидой. Иногда в пределах крупных континентальных плит выделяют как самостоятельные средние плиты, например Амурскую, Южно-Китайскую, Индонезийскую, и множество мелких: Панонскую, Анатолийскую, Таримскую и др. Все плиты перемещаются относительно друг друга, поэтому их границы обычно четко маркируются зонами повышенной сейсмичности (см. рис. 2.6).

Перемещения литосферных плит по поверхности астеносферы происходят под влиянием конвективных течений в мантии. Отдельные литосферные плиты могут расходиться, сближаться или скользить относительно друг друга. В первом случае между плитами возникают зоны растяжения с рифтовыми трещинами вдоль границ плит, во втором – зоны сжатия, сопровождаемые надвиганием одной из плит на другую, в третьем – сдвиговые зоны, трансформные разломы, вдоль которых и происходит смещение соседних плит.

В соответствии с разным характером деформаций, возникающих по периферии плит, различают три типа границ. К первому, или дивергентному, относятся границы плит, вдоль которых происходят раздвижения (спрединг) литосферных плит с образованием рифтовых зон (см. рис. 2.5). В океанах этим границам отвечают гребни срединно-океанических хребтов: в Северном Ледовитом океане – хр. Гаккеля, Книповича, Мона и Кольбенсей; в Атлантическом – хр. Рейкьянес, Северо-Атлантический, Южно-Атлантический и Африканско-Антарктический; в Индийском океане – хр. Западно-Индийский, Аравийско-Индийский, Центрально-Индийский и Австрало-Антарктическое поднятие; в Тихом океане – Южно-Тихоокеанское и Восточно-Тихоокеанское поднятия. На континентах к границам такого типа относятся Восточно-Африканская рифтовая зона

и Байкальский рифт в Азии. Примером рифтовых зон, лишь сравнительно недавно превратившихся из континентальных в океанические, могут служить рифты Красного моря и Аденского залива Индийского океана.

Дивергентным границам плит в океанах соответствует мощнейший базальтовый вулканизм, формирующий океаническую кору в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, и мелкофокусная сейсмичность. На континентах дивергентные границы плит отмечаются излияниями трапповых базальтов и контрастным бимодальным базальтово-сиалическим и щелочным магматизмом и несколько более глубоководными землетрясениями (до 200 км).

К границам второго, или конвергентного, типа относятся зоны поддвига плит (зоны субдукции), в которых океанские литосферные плиты поддвигаются под островные дуги либо под континентальные окраины Андийского типа. Этим границам обычно соответствуют характерные формы рельефа: сопряженные структуры глубоководных желобов (глубины дна в которых иногда превышают 10 км) с цепью вулканических островных дуг или высочайших горных сооружений (высотой достигающих 7–8 км), если подвиг происходит под континенты. Примерами таких границ в океанах могут служить глубоководные желоба перед Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Марианской, Филиппинской островными дугами, глубоководные желоба у подножий Новой Британии, Соломоновых островов, островов Новые Гебриды, Тонга-Кермадек, а также у подножий западных побережий Центральной и Южной Америки в Тихом океане. В Индийском океане это желоба Андоманских, Больших и Малых Зондских островов. В Атлантическом океане это желоба Кайман и Пуэрто-Рико перед Большими и Малыми Антильскими островами в Карибском море и Южно-Сандвичев желоб перед одноименными островами в Южной Атлантике. Зоны подвига литосферных плит всегда наклонены (“падают”) под островные дуги или континентальные окраины и обычно хорошо выделяются по цепочкам очагов землетрясений. Погружающиеся в мантию плиты характеризуются также повышенными значениями фактора сейсмической добротности Q , поскольку в опускающейся холодной литосферной плите затухание сейсмических волн всегда оказывается меньшим, чем в окружающей эту плиту горячей и частично расплавленной мантии. Зонам поддвига плит свойствен известково-щелочной магматизм андезитового состава. Андезитовые вулканы обычно располагаются в тыловых частях островодужных структур (см. рис. 2.7).

Пододвигание океанических плит под континенты, если оно не компенсируется их раздвижением в срединно-океанических хребтах, обычно приводит к постепенному закрытию океана, сопровождающемуся столкновением обрамлявших его континентов, и возникновению вдоль зоны поддвига плит коллизионного складчатого пояса. Таким путем, например, на месте древнего океана Тетис возник Альпийско-Гималайский горный пояс. Процесс поддвига плит здесь продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует повышенная сейсмичность этого региона, поэтому Альпийско-Гималайский пояс также можно рассматривать как конвергентную или коллизионную границу плит.

Детальными исследованиями срединно-океанических хребтов установлено, что их гребни и рифтовые долины протягиваются вдоль хребтов не непрерывно, а как бы разорваны на отдельные участки трансформными разломами, по которым обычно происходят только сдвиговые смещения плит. Это и есть границы плит третьего типа, или трансформные разломы. Как правило, они всегда располагаются перпендикулярно к простиранию рифтовых трещин. При этом активными участками разломов являются только их отрезки, соединяющие две смежные рифтовые зоны (трансформирующие одну из них в другую). За пределами этих активных участков никаких смещений плит по трансформным разломам не происходит. Амплитуда смещений по большинству таких

разломов не превышает десяти или нескольких десятков километров, но иногда она достигает и сотен километров.

Трансформные разломы иногда пересекают зоны поддвига плит или протягиваются от них к рифтовым зонам, но все же большинство их рассекает только срединно-океанические хребты. Наиболее крупными из них являются разломы Гиббс, Атлантис, Вима и Романш в Атлантическом океане; разломы Оуэн и Амстердам в Индийском океане; разломы Элтанин и Челленджер в Тихом океане. Кроме того, в северной половине Тихого океана остались следы ныне отмерших, но некогда гигантских разломов, смещения по которым происходили на многие сотни и даже на 1200 км. Это так называемые великие разломы дна Тихого океана: Мендосино, Пионер, Меррей, Молокаи, Кларион и Клиппертон. Примером границ третьего типа на континентах может служить разлом Сан-Андреас в Калифорнии. В рельефе океанические трансформные разломы четко фиксируются сопряженными параллельными структурами узких хребтов и ложбин с крутой общей стенкой (рис. 7.1). При этом благодаря “спаиванию” друг с другом литосферных плит на пассивных флангах трансформных разломов и более быстрому погружению молодых плит всегда трансформные разломы обрамляются узкими хребтами только со стороны более молодых плит и, наоборот, ложбины возникают только со стороны более старых плит. Как правило, трансформные разломы амагматичны, хотя в некоторых случаях (при наличии раздвиговой составляющей в движении плит) на их флангах могут возникать базальтовые вулканы со щелочной ориентацией.

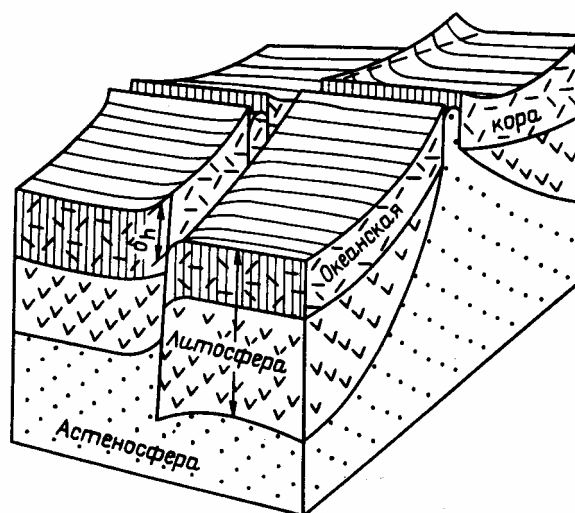


Рис. 7.1. Блок-диаграмма трансформного разлома океанической литосферы

Перемещения литосферных плит сопровождаются их трением друг о друга и возникновением по границам плит землетрясений. Поэтому границы литосферных плит можно выделять не только по геоморфологическим признакам, но и по зонам повышенной сейсмичности. При этом разным границам плит соответствуют и разные механизмы землетрясений. Так, в океанских рифтовых зонах все землетрясения, расположенные под гребнями срединно-океанических хребтов, мелкофокусные с глубиной очага до 5–10 км и характеризуются механизмами растяжения. Глубина землетрясений в трансформных разломах достигает 30–40 км, а их механизмы чисто сдвиговые. Сейсмически наиболее активными являются зоны поддвига плит. В этих зонах встречаются как мелкофокусные землетрясения с глубиной очага до 30 км, промежуточные землетрясения на глубинах от 30 до 150–200 км, так и глубокофокусные землетрясения с глубиной очага до 600–700 км. Главная сейсмофокальная поверхность зон поддвига плит опускается обычно под углом около 30–50° от оси глубоководного желоба под островную дугу или континентальную окраину, оконтуривая собой тело погружающейся в мантию пододвигаемой океанической

плиты. В зонах поддвига плит происходят землетрясения разного типа, но среди мелкофокусных землетрясений преобладают сдвиговые и взбросо-надвиговые механизмы, а на средних и больших глубинах – механизмы сдвига и сжатия.

Как правило, предельная глубина глубокофокусных землетрясений соответствует положению эндотермической фазовой границы на глубине около 670 км (см. рис. 6.2). Глубже этой границы происходит нарушение кристаллических связей в мантийном веществе, и оно, по-видимому, приобретает свойства аморфного вещества. Тем не менее, судя по данным сейсмической томографии, следы опускающихся океанических плит прослеживаются и глубже в нижней мантии, вплоть до земного ядра. Видно это и по рельефу его поверхности: везде под зонами поддвига плит, обрамляющими, например, Тихий и Индийский океаны, прослеживаются депрессии на поверхности ядра амплитудой до 4 км, а под восходящими потоками в центрах этих же океанов, а также под Северной Атлантикой, наоборот, наблюдаются подъемы его рельефа амплитудой до 6 км (см. рис. 2.12).

Обращает на себя внимание, что многие плиты включают в себя как континентальные массивы, так и припаянные к ним участки океанической литосферы. Например, в Африканскую плиту входит сам континент Африка и примыкающие к нему восточные половины Центральной и Южной Атлантики, западные части дна Индийского океана, а также примыкающие к континенту участки дна Средиземного и Красного морей. Помимо плит смешанного континентально-океанического строения, существуют плиты, состоящие только из океанической литосферы с океанической корой на поверхности. К такому типу относятся Тихоокеанская, Наска, Кокос и Филиппинская плиты.

В первом приближении литосферные плиты можно рассматривать как фрагменты жесткой сферической оболочки, перемещающиеся по поверхности Земли. В этом случае для количественного описания перемещений литосферных плит по сферической поверхности Земли обычно используют теорему Эйлера, сформулированную им еще в 1777 г. Применительно к задаче определения параметров движения жестких сферических оболочек – литосферных плит по поверхности земного шара эта теорема утверждает, что в каждый данный момент времени любое такое движение может быть представлено поворотом плиты с определенной угловой скоростью относительно оси, проходящей через центр Земли и некоторую точку на ее поверхности, называемую полюсом вращения этой плиты.

В процессе подробного изучения тектонического строения океанского дна выяснилось одно замечательное правило. Оказалось, что практически все рифтовые разломы всегда ориентированы на соответствующие полюса раздвижения плит, а сопряженные с ними трансформные разломы всегда перпендикулярны этим направлениям. Следовательно, сеть рифтовых и трансформных разломов, возникающих между двумя раздвигающимися плитами, всегда ориентирована по меридианам и широтным кругам, проведенным из полюса взаимного вращения плит. Из теории Эйлера следует, что скорость взаимного смещения двух литосферных плит будет меняться с удалением от полюса вращения по закону синуса полярного угла данной точки, отсчитываемой от этого же полюса вращения плит. В результате учета особенностей движений плит теорема Эйлера позволила по палеомагнитным аномалиям на океанском дне количественно рассчитывать перемещения всего ансамбля литосферных плит по поверхности Земли и строить палеогеодинамические реконструкции положений древних океанов и континентов в прошлые геологические эпохи.

Для определения скоростей движения литосферных плит обычно используют данные по расположению полосчатых магнитных аномалий на океанском дне (см. рис. 2.8). Напомним еще раз, что эти аномалии, как теперь установлено, появляются в рифтовых зонах океанов благодаря намагничиванию излившихся на них базальтов тем магнитным полем, которое существовало на Земле в момент излияния базальтов. Но, как

известно, геомагнитное поле время от времени меняло направление на прямо противоположное. Это приводило к тому, что базальты, излившиеся в разные периоды инверсий геомагнитного поля, оказывались намагниченными в противоположные стороны. Но благодаря раздвижению океанского дна в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов более древние базальты всегда оказываются отодвинутыми на большие расстояния от этих зон, а вместе с океанским дном отодвигается от них и “вмороженное” в базальты древнее магнитное поле Земли.

Раздвижение океанической коры вместе с разнонамагниченными базальтами обычно развивается строго симметрично по обе стороны от рифтового разлома. Поэтому и связанные с ними магнитные аномалии также располагаются симметрично по обоим склонам срединно-океанических хребтов и окружающих их абиссальных котловин (см. рис. 2.8). Такие аномалии теперь можно использовать для определения возраста океанского дна и скорости его раздвижения в рифтовых зонах. Однако для этого необходимо знать возраст отдельных инверсий магнитного поля Земли и сопоставить эти инверсии с наблюдаемыми на океанском дне магнитными аномалиями.

Возраст магнитных инверсий был определен по детальным палеомагнитным исследованиям хорошо датированных толщ базальтовых покровов и осадочных пород континентов и базальтов океанского дна (рис. 7.2). В результате сопоставления полученной таким путем геомагнитной временной шкалы с магнитными аномалиями на океанском дне удалось определить возраст океанической коры на большей части акваторий Мирового океана (см. рис. 2.9).

Приведенные выводы теории позволяют количественно рассчитывать параметры движения в начале двух смежных плит, а затем и для третьей, взятой в паре с одной из предыдущих. Таким путем постепенно можно вовлечь в расчет главные из выделенных литосферных плит и определить взаимные перемещения всех плит на поверхности Земли.

За рубежом такие расчеты были выполнены Дж. Минстером и его коллегами, а в России – С.А. Ушаковым и Ю.И. Галушкиным (рис. 7.3). Оказалось, что с максимальной скоростью океанское дно раздвигается в юго-восточной части Тихого океана (возле о. Пасхи). В этом месте ежегодно наращивается до 18 см новой океанической коры. По геологическим масштабам это очень много, так как только за 1 млн лет таким путем формируется полоса молодого дна шириной до 180 км, при этом на каждом километре рифтовой зоны за то же время изливается примерно 360 км³ базальтовых лав! По этим же расчетам Австралия удаляется от Антарктиды со скоростью около 7 см/год, а Южная Америка от Африки – со скоростью около 4 см/год. Отодвигание Северной Америки от Европы происходит медленнее – 2–2,3 см/год. Еще медленнее расширяется Красное море – на 1,5 см/год (соответственно здесь меньше изливается и базальтов – всего 30 км³ на каждый погонный километр Красноморского рифта за 1 млн лет). Зато скорость “столкновения” Индии с Азией достигает 5 см/год, чем объясняются развивающиеся на наших глазах интенсивные неотектонические деформации и рост горных систем Гиндукуша, Памира и Гималаев. Эти деформации и создают высокий уровень сейсмической активности всего региона (тектоническое влияние столкновения Индии с Азией сказывается и далеко за пределами самой зоны столкновения плит, распространяясь вплоть до Байкала и районов Байкало-Амурской магистрали). Деформации Большого и Малого Кавказа вызваны давлением Аравийской плиты на этот район Евразии, однако скорость сближения плит здесь существенно меньше – всего 1,5–2 см/год. Поэтому меньшей здесь оказывается и сейсмическая активность региона.



Рис. 7.2. Ламонтская палеомагнитная шкала (время дано в млн лет)

Важность приведенных расчетов очевидна, поскольку они позволяют количественно оценивать современную тектоническую активность Земли и объемы магматических излияний в современных рифтовых зонах. Но, оказывается, пользуясь аналогичной методикой и последовательно совмещая друг с другом одновозрастные магнитные аномалии, можно и для прошлых геологических времен строить точные реконструкции положения континентов и океанов (со срединно-океаническими хребтами в них) и определять скорости раздвижения или пододвигания под островные дуги океанского дна. За последние годы большое число таких палеогеодинамических реконструкций было построено Л.П. Зоненшайном и его коллегами (1976, 1977) для всего временного интервала существования магнитных аномалий на современном океанском дне, т. е. с позднего мезозоя и до наших дней.

Все океанические плиты, сформировавшиеся раньше поздней юры, уже успели погрузиться в мантию под современными или древними зонами поддвига плит, и, следовательно, не сохранилось на океанском дне и магнитных аномалий, возраст которых превышал бы 150 млн лет. Поэтому для более древних геологических эпох могут строиться только приближенные палеогеографические реконструкции с использованием палеомагнитных данных по континентам. Такие реконструкции, построенные А. Смитом и Дж. Брайденом (1977), охватывают интервал времени до раннего триаса включительно (220 млн лет). В России аналогичные реконструкции были построены А.М. Городницким и Л. П. Зоненшайном для всего фанерозоя (1977).

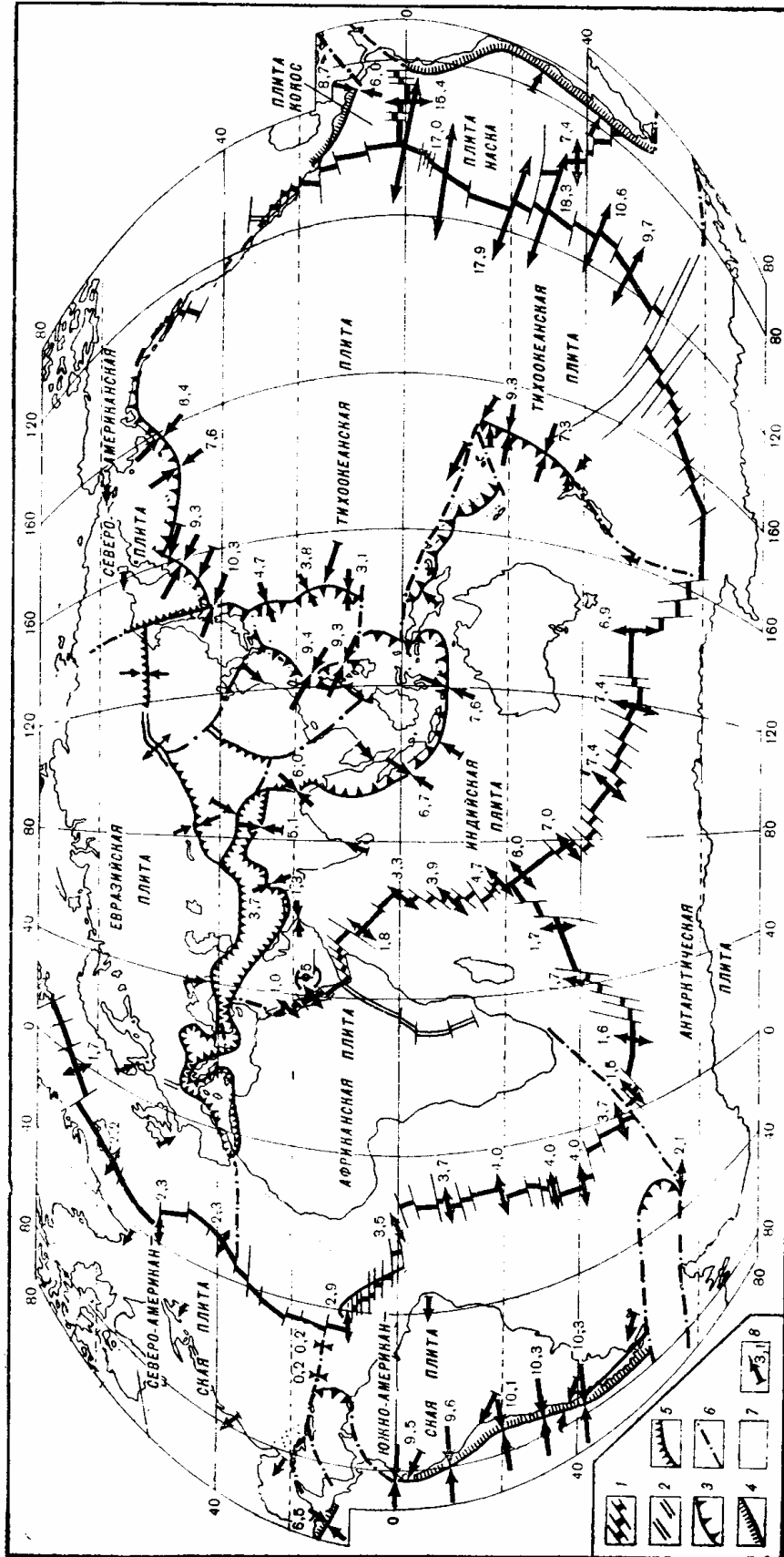


Рис. 7.3. Карта литосферных плит и скорости их взаимных перемещений (Галушкин, Ушаков, 1978): 1 – океанические рифтовые зоны и трансформные разломы; 2 – континентальные рифтовые зоны; 3 – зоны поддвига океанических литосферных плит под островные дуги; 4 – то же, под активные окраины континентов андийского типа; 5 – зоны “столкновения” (коллизии) континентальных плит; 6 – трансформные (сдвиговые) границы плит; 7 – литосферные плиты; 8 – направления и скорости (см/год) относительного движения плит

7.2. Образование литосферных плит и происхождение срединно-океанических хребтов

Литосферная оболочка Земли представляет собой охлажденную и полностью раскристаллизованную часть верхней мантии, подстилаемую снизу горячим, а под океанами и частично расплавленным веществом астеносферы. В этом случае естественно предположить, что океанические литосферные плиты образуются за счет остывания и полной кристаллизации частично расплавленного вещества астеносферы, подобно тому как это происходит, например, на реке при замерзании воды и образовании льда. Кристаллические породы литосферы – по сути, это тот же “силикатный лед” для частично расплавленного силикатного вещества астеносферы. Разница состоит лишь в том, что обычный лед всегда легче воды, тогда как кристаллические силикаты всегда тяжелее своего расплава. Если это действительно так, то дальнейшее решение задачи об образовании океанических литосферных плит уже не представляло большого труда, поскольку процесс кристаллизации воды хорошо изучен.

Для континентальной литосферы такую аналогию предложить сложнее, поскольку она подстилается хоть и “горячей” мантией, но с температурой более низкой, чем температура начала плавления мантийного вещества (см. рис. 6.2). В частности, этим объясняется факт жесткого состояния континентальных литосферных плит до глубин около 250 км, глубже которых уже залегает пластичная мантия. Физическая природа такого перехода от жесткого к пластичному состоянию верхней мантии под континентами, вероятно, может быть связана с дезинтеграцией мантийного вещества, происходящей, например, под влиянием высоких давлений. Действительно, можно ожидать, что с увеличением давления до уровня, при котором энергия дополнительной активации мантийного вещества $\Delta W = p \cdot \Delta V$, вызванная увеличением давления p и его сжатием ΔV , превысит энергию связи кристаллов в поликристаллическом веществе. После этого должно произойти нарушение межкристаллических связей в мантийном веществе, при сохранении в неизменном виде кристаллических структур самих минеральных зерен. В результате такой дезинтеграции, происходящей с поглощением энергии ΔW , жесткое и прочное поликристаллическое мантийное вещество как бы “рассыпается” на отдельные мелкие зерна и превращается в сыпучее тело, ведущее себя подобно пластичному веществу высокой вязкости. В этом случае фазовый переход на подошве континентальных плит должен обладать свойствами эндотермической границы (см. рис. 6.2).

Процесс образования океанических литосферных плит по модели кристаллизационного механизма можно представить себе следующим образом. Образование рифтовых зон (и в океанах и на континентах) происходит благодаря расколам литосферных плит за счет приложенных к ним напряжений растяжения, т.е. по модели пассивного рифтогенеза (Леонов, 2001). В зазор между расходящимися плитами поднимаются горячие расплавы базальтов, выделившиеся из частично расплавленного вещества астеносферы. Попадая на поверхность океанского дна, базальты охлаждаются, твердеют и кристаллизуются, превращаясь в породы литосферы. По мере раздвижения плит образовавшиеся ранее участки литосферы “промерзают” все глубже и глубже, и под породами базальтового состава уже кристаллизуется мантийное вещество астеносферы, а на их место в новые рифтовые расколы поступают новые порции базальтов и астеносферного вещества, и процесс повторяется. Начатый в рифтовых зонах процесс формирования литосферных плит продолжается под склонами срединно-океанических хребтов и абиссальными котловинами за счет постепенного остывания и полной кристаллизации исходного горячего мантийного вещества, последовательно “примораживаемого” снизу к подошве литосферы. Очевидно при этом, что чем дальше мантийное вещество, поднявшееся на поверхность Земли, охлаждается, тем на большую глубину оно “промерзнет” и кристаллизуется. Следовательно, под более древними

участками океанического дна, расположенными дальше от рифтовых зон, толщина литосферы (т.е. слоя охлажденной и раскристаллизованной мантии) будет большей.

По-видимому, впервые предположение о переменной мощности океанической литосферы было высказано Дьюи и Бердом (1970), которые связывали возрастание глубины океана по мере удаления от рифтовых зон с увеличением мощности литосферы. Однако эти авторы количественно не исследовали физические причины такого опускания океанического дна. Несколько позже такие исследования были проведены. Оказалось, что глубина “промерзания” расплава (будь то вода, базальтовая магма или частично расплавленное вещество астеносферы) определяется решением уравнения теплопроводности, из которого можно получить простую зависимость толщины океанической литосферы H_L от ее возраста t (Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973):

$$H_L = k \cdot \sqrt{t}. \quad (7.1)$$

Отсюда легко находится и обобщенная модель строения океанических литосферных плит (рис. 7.4).

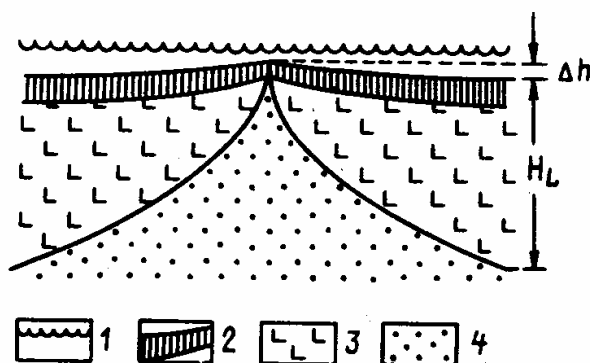


Рис. 7.4. Обобщенная модель строения океанической литосферы: 1 – поверхность океана; 2 – океаническая кора; 3 – океаническая литосфера; 4 – астеносфера

Коэффициент k можно найти подстановкой в уравнение теплопроводности таких трудноопределяемых параметров среды, как температура астеносферы и солидуса мантийного вещества, а также коэффициента его температуропроводности. Если толщину литосферы H_L выражать в километрах, а возраст t – в миллионах лет, то в зависимости от принятых параметров среды, оказывается, что коэффициент k находится в пределах $6 < k < 9,5$ (рис. 7.5).

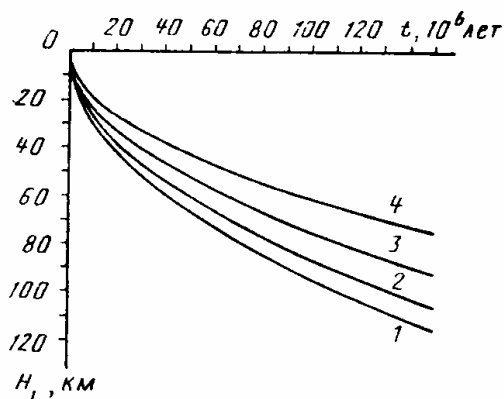


Рис. 7.5. Зависимость мощности океанической литосферы от ее возраста: 1 – модель Паркера–Олденбурга (1973), $k \approx 9,4$; 2 – модель Сорохтина (1973), $k \approx 8,6$; 3 – модель Йоши (1975), $k \approx 7,5$; 4 – кривая, построенная по анализу теплового потока (Сорохтин, Ушаков, 1991) $k \approx 6,1$

Для определения коэффициента k можно воспользоваться и эмпирическими данными. Так, мощность литосферы под о. Гавайи, судя по сейсмологическим данным, приблизительно равна $H_L \approx 60$ км (считая от поверхности океанического дна), а возраст коры равен 90 млн лет. Тогда получаем $H_L \approx 6,3 \cdot \sqrt{t}$ (рис. 7.6).

Таким образом, кристаллизационная модель неплохо соответствует реальному механизму образования океанических литосферных плит. В этой модели толщина литосферы определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного вещества и следовательно зависит от времени экспозиции вещества мантии на поверхности Земли. Поэтому мощность литосферы под срединно-океаническими хребтами не является постоянной, а закономерно увеличивается по мере удаления от рифтовых зон. В центре рифтовых долин мощность литосферы минимальна и астеносфера выходит почти на поверхность Земли.

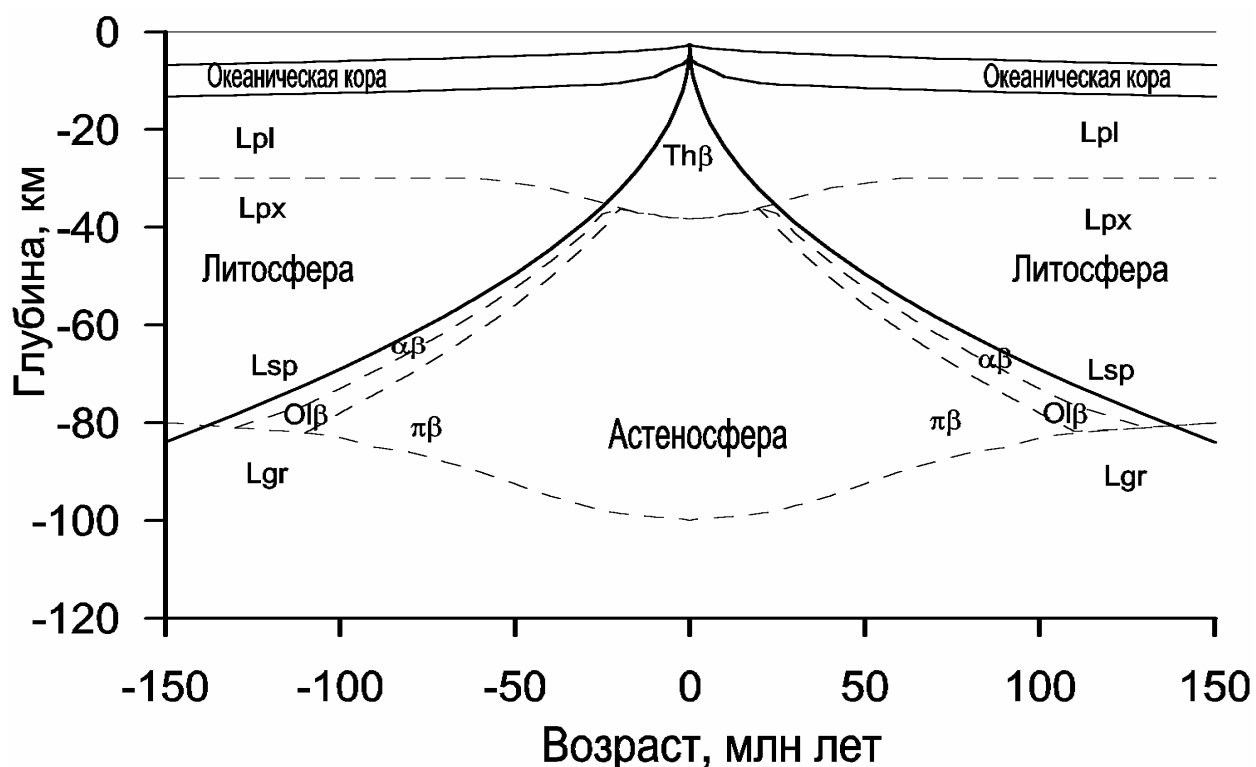


Рис. 7.6. Разрез океанической литосферы. Области существования: Lpl – плагиоклазовых лерцолитов; Lpx – пироксеновых лерцолитов; Lsp – шпинелевых лерцолитов; Lgr – гранатовых лерцолитов. Области выплавления: Thβ – толеитовых базальтов; αβ – щелочных базальтов; Oβ – оливиновых базальтов; πβ – пикритовых базальтов

Породы литосферы тяжелее подстилающего их горячего вещества астеносферы (примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$). Следовательно, чем толще океаническая литосфера, тем на большую глубину она погружается в мантию и тем ниже опускается ее поверхность. Поэтому закон опускания океанского дна определяется все той же корневой зависимостью от возраста литосферы, т.е. от возраста самого океанского дна. По этой зависимости самый высокий уровень стояния океанского дна должен быть там, где литосфера моложе и тоньше всего, т.е. в океанических рифтовых зонах, расположенных на гребнях срединно-океанических хребтов. По мере же удаления от гребней этих хребтов глубина океана должна возрастать пропорционально увеличению толщины литосферы, т.е. все по тому же корневому закону. Подстановкой в этот закон средних значений плотности литосферы, астеносферы и воды (соответственно равных $3,31$; $3,19$ и 1 г/см^3) получим

выражение, определяющее разность Δh между уровнем стояния гребня срединно-океанического хребта и данной точкой океанского дна с возрастом t (Сорохтин, 1973):

$$\Delta h \approx 0,35\sqrt{t}. \quad (7.2)$$

Если описанная модель образования океанических литосферных плит верна, то и выведенный на ее основе приведенный теоретический закон должен правильно осреднять реальный рельеф океанского дна. Проверить это не сложно. Результаты такой проверки показаны на рис. 7.7а и 7.7б. Как видно из рисунков и массы других примеров, осредненные профили всех срединно-океанических хребтов действительно очень неплохо аппроксимируются одной и той же зависимостью $\Delta h \approx 0,35\sqrt{t}$. При этом теоретическое значение коэффициента пропорциональности в найденном законе неплохо совпало с его осредненным эмпирическим значением.

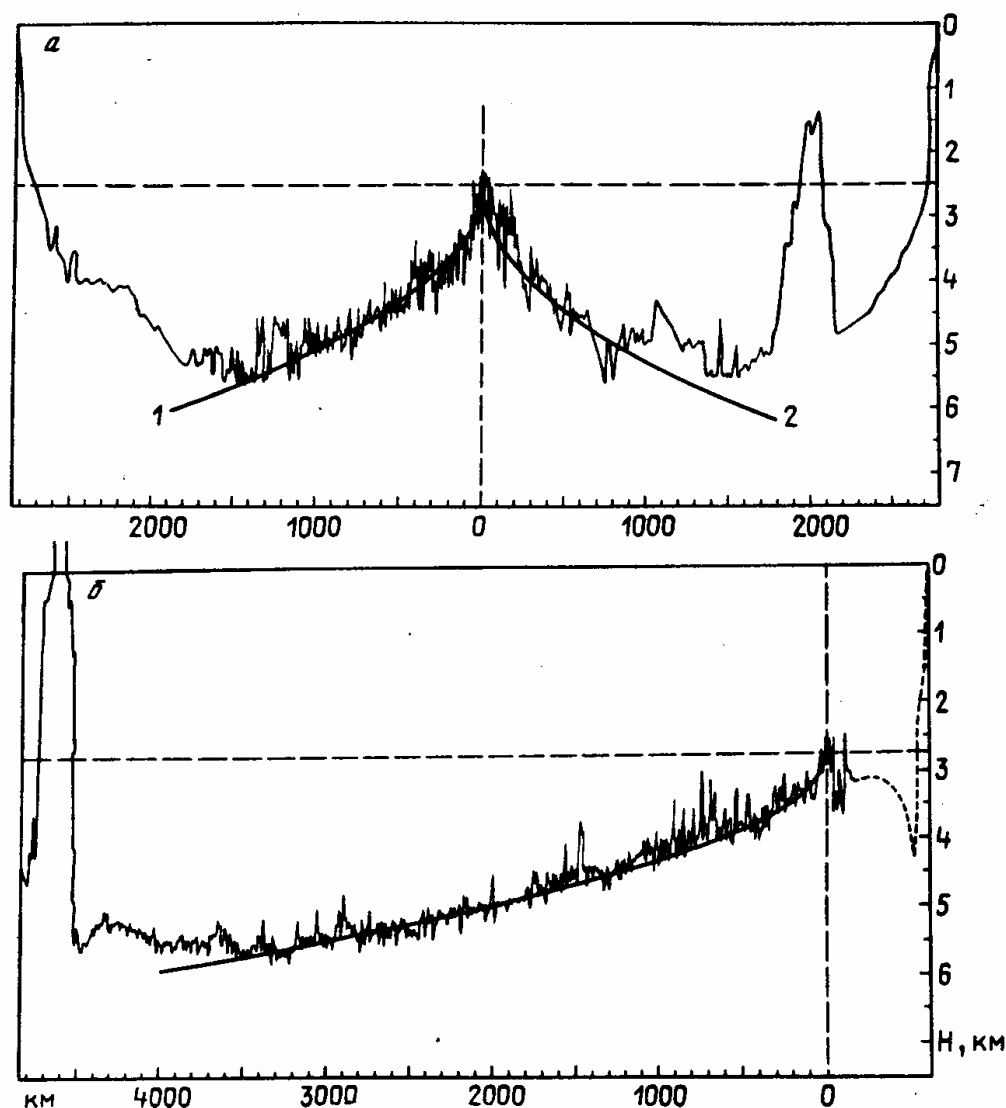


Рис. 7.7. Аппроксимация глубин океана на склонах срединно-океанических хребтов зависимостью $\Delta h \approx 0,35\sqrt{t}$ (Сорохтин, 1973): а – Срединно-Атлантический хребет в Южной Атлантике (скорость раздвижения плит $2 \times 1,8$ см/год); б – Восточно-Тихоокеанское поднятие, широтный разрез через Гавайские острова (скорость раздвижения плит около 2×5 см/год)

Если океанические литосферные плиты действительно тяжелее вещества астеносферы, то возникает вопрос, почему же тогда литосферные плиты не тонут в горячей мантии? В отношении океанических плит такой вопрос не совсем корректен,

поскольку все они рано или поздно, но погружаются в мантию и тонут в ней под зонами поддвига плит. Именно поэтому вся современная океаническая литосфера моложе 150 млн лет, поскольку более древние ее фрагменты уже давно утонули в горячей мантии. В пределах же 150 млн лет океаническая литосфера сохраняется на плаву подобно металлическим судам, плавающим по поверхности воды. Действительно, стабильные (не опускающиеся в мантию) океанические плиты по строению напоминают гигантские блюдца, ограниченные со всех сторон приподнятыми бортами – гребнями срединно-океанических хребтов и континентальными окраинами (например, литосфера под Атлантическим океаном). Благодаря этому у таких плит возникает нейтральная плавучесть, поскольку по закону Архимеда вес вытесняемой из-под них астеносферы оказывается равным весу самих плит и заполняющей литосферные “блюдца” (абиссальные котловины) воды. Возникающие же в таких плитах разломы обычно быстро самозалечиваются путем кристаллизации проникающих в них базальтовых магм.

В теле океанических литосферных плит при их погружении в астеносферу возникают избыточные напряжения, величина которых тем больше, чем глубже такие плиты “проседают” в мантию, т.е. чем древнее сами плиты. Используя приведенную выше зависимость глубины океана от возраста его дна, легко рассчитать, что в литосферных плитах, образовавшихся ранее 150 млн лет назад, должны возникать напряжения, превышающие 1 т/см^2 , т.е. предел прочности самой литосферы. С этим, по-видимому, и связано то, что предельный возраст океанических плит примерно равен 150 млн лет.

Что же касается континентальных плит, то они не тонут, так как к их тяжелой мантийной части сверху “припаяна” легкая континентальная кора с запасом “положительной плавучести”. В результате средняя плотность континентальных плит всегда оказывается меньшей, чем средняя плотность горячей мантии, в которую такие плиты погружены.

Решение уравнения теплопроводности позволяет определить также тепловой поток, пронизывающий океаническое дно. Он тоже зависит от возраста литосферных плит, но только обратно пропорционален его квадратному корню. Путем сопоставления теоретических расчетов с наблюдаемыми тепловыми потоками на участках океанического дна с их неизменными значениями при $t > 50$ млн лет (см. рис. 5.12) удалось определить эмпирическую зависимость удельных тепловых потоков q , выраженных в единицах теплового потока $10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$, от возраста океанского дна t , выраженного в миллионах лет: $q \approx 13,2/\sqrt{t}$ (Городницкий, Сорохтин, 1981). Из этой зависимости легко находится и среднее значение теплового потока через океанское дно возрастом от 0 до τ . $\bar{q} \approx 26,4/\sqrt{\tau}$. Если принять максимальный возраст океанических плит в среднем равным 120 млн лет, то тогда оказывается, что $\bar{q} \approx 2,41 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$. Площадь всех океанов и окраинных морей с океанической корой приблизительно равна $3,06 \cdot 10^{18} \text{ см}^2$, отсюда найдем, что через океанское дно в настоящее время теряется около $7,37 \cdot 10^{12} \text{ кал/с}$, или $3,09 \cdot 10^{20} \text{ эрг/с}$ тепла, т.е. около 72% всего теряемого Землей тепла (около $4,3 \cdot 10^{20} \text{ эрг/с}$).

7.3. Строение и функционирование зон поддвига литосферных плит

Высказанная О. Фишером идея о возможности пододвигания океанского дна под островные дуги была подкреплена примерно через 50 лет после проведения в середине 30-х годов XX в. Ф. Венинг-Мейнесом измерений гравитационного поля над этими структурами и примыкающими к ним глубоководными желобами. Оказалось, что приостровным склонам глубоководных желобов и самим желобам соответствуют отрицательные аномалии силы тяжести, достигающие 200 мГал, тогда как над самими островными дугами в большинстве случаев наблюдаются положительные аномалии с амплитудой до 100–150 мГал. Происхождение этих сопряженных гравитационных

аномалий Ф. Венинг-Мейнес связал с динамическим эффектом сжатия и поддвига океанского дна под островные дуги.

Следующий шаг в изучении активных переходных зон от океанов к континентам был сделан японским сейсмологом К. Вадати, установившим наличие глубинной сейсмофокальной поверхности, падающей от океана под островные дуги, и американским сейсмологом Х. Беньофом, исследовавшим эти зоны более подробно и показавшим, что по ним происходит надвиг блоков континентальной коры и верхней мантии на океаническую кору. Примерно в те же годы академик А.Н. Заварицкий отметил генетическую связь андезитового вулканизма с выявленными К. Вадати глубинными наклонными сейсмофокальными зонами, тем самым связав воедино процесс формирования континентальной коры с тектоническими движениями. Учитывая эту взаимосвязь и вклад ученых в изучение глубинной сейсмоактивной зоны обычно именуемой зоной Беньофа, справедливо было бы назвать ее зоной Вадати–Заварицкого–Беньофа или сокращенно зоной ВЗБ.

Современная модель строения и развития зон поддвига плит Курильского типа, основанная на учете упругопластических свойств литосферы, была разработана в Институте океанологии АН СССР и смоделирована в МГУ. По этой модели процесс поддвига литосферных плит напоминает процесс торошения речного льда при сжатии. Как и в случае со льдом, пододвигаемая плита испытывает сильное давление со стороны надвигаемой на нее плиты. Под влиянием избыточного давления, создаваемого горизонтальным напряжением сжатия и весом надвинутой части верхней плиты, в нижней (пододвигаемой) плите развиваются пластические деформации, она меняет направление своего движения и начинает круто опускаться в мантию. При этом опять основное отличие сравниваемых процессов состоит в том, что лед легче воды, тогда как океанические литосферные плиты всегда несколько тяжелее вещества астеносферы.

Сдвиг литосферных плит по наклонной поверхности зоны ВЗБ приводит к нарушению изостатического равновесия и появлению сопряженных положительных и отрицательных гравитационных аномалий над островными дугами (см. гл. 2). Используя условие равновесия сил в зоне поддвига плит, можно найти зависимость амплитуды возникающих гравитационных аномалий от предела прочности литосферы. Выполненные по такой зависимости оценки показали, что предел этот близок к значению 1 т/см^2 , совпадающему с эмпирическими данными о прочности ультраосновных пород.

Трение плит в зоне поддвига сопровождается выделением большого количества тепла, идущего на разогрев и переплавление пород в окрестностях этой зоны. С глубиной выделение тепла увеличивается, поэтому нижняя и средняя части надвигаемой плиты подвергаются значительно большей магматической переработке и разрушению, чем верхняя. Благодаря этому впереди надвигаемой плиты постепенно вырабатывается сравнительно тонкий клинообразный литосферный (коровый) выступ, перекрывающий подобно гигантскому карнизу пододвигаемую плиту на участке между глубоководным желобом и зоной ВЗБ (см. рис. 2.7 и 6.20). Кроме того, за счет постоянной эрозии лобовых частей надвигаемой плиты этот процесс под островными дугами Курильского типа приводит к их перемещению в сторону расположенных за ними континентов и к постепенному закрытию (со скоростями около $0,3 \text{ см/год}$) задуговых бассейнов. Примерами таких закрывающихся ныне задуговых бассейнов могут служить Южно-Охотская глубоководная котловина и Японское море.

Помимо зон поддвига плит Курильского и Андийского типов, в которых преобладают напряжения горизонтального сжатия, “ломающие” пододвигаемую плиту, существуют еще и зоны поддвига плит, в которых опускание тяжелой океанической литосферы в мантию происходит просто под влиянием силы тяжести и давления островной дуги (см. рис. 6.3). Типичным примером структур такой зоны поддвига плит может служить Марианская островная дуга в Тихом океане (под нее пододвигается плита,

возраст которой очень близок к приведенному выше предельному возрасту устойчивости океанических плит – 150 млн лет). Отличаются эти дуги от предыдущего типа тем, что положительные гравитационные аномалии над ними либо полностью отсутствуют, либо малы по амплитуде, тогда как отрицательные аномалии над глубоководными желобами выражены столь же четко. Кроме того, в отличие от зон Курильского типа, задуговые бассейны в тылу островов Марианского типа не закрываются, а, наоборот, активно расширяются, и в них возникают вторичные рифтовые зоны.

При опускании литосферных плит в мантию под собственной тяжестью, в тылу островных дуг возникают напряжения растяжения. Благодаря этим напряжениям, вдоль оперяющих зону поддвига плит разломов (DG на рис. 7.8 *а*) может произойти отодвигание тела островной дуги от тыловых частей островодужной плиты. В результате, в тылу такой дуги возникает вторичная рифтовая зона, раздвигание новорожденных плит в которой компенсирует отодвигание тела островной дуги в сторону поддвигаемой океанической плиты (рис. 7.8 *б*). При этом избыточное давление островной дуги на поддвигаемую плиту (при $h \geq 20$ км) превышает прочность пород поддвигаемой плиты на сдвиг, деформирует ее и постепенно отодвигает зону поддвига плит в сторону океана.

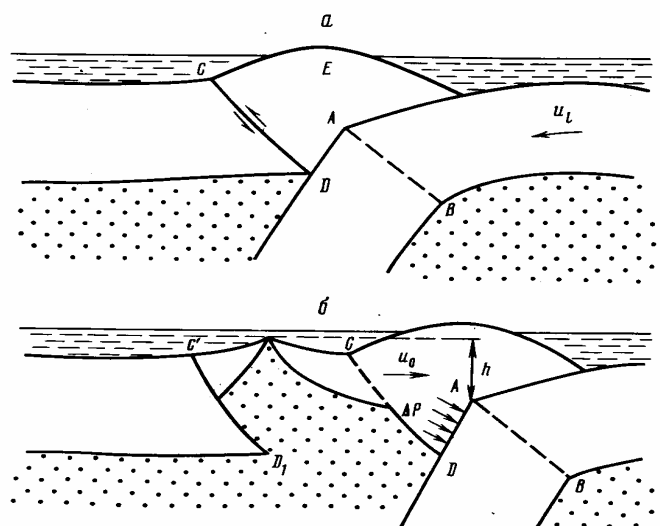


Рис. 7.8. Механизм образования в тылу островной дуги вторичной рифтовой зоны и спрединг дна задугового бассейна

Отличие динамики развития островных дуг Марианского типа от Курильского определяется в основном скоростью поддвига плит. При больших скоростях сближения плит возникают островные дуги Курильского типа, при малых скоростях возникают дуги Марианского типа. Критическая скорость поддвига плит, по-видимому, близка к 5 см/год. Исключение составляет только островная дуга Тонга–Кермадек со спрединговым задуговым бассейном Лау, поскольку скорость поддвига Тихоокеанской плиты под эту дугу превышает 5 см/год. Вероятно, это связано с динамическим эффектом “выжимания” вещества верхней мантии в астеносферу при движении на северо-восток Австралийской континентальной плиты или с тем, что под Фиджийской котловиной существует локальный восходящий мантийный поток.

Вместе с океанической литосферой в сторону зон поддвига плит перемещаются и пелагические осадки, тем не менее сдирания и смятия осадков в большинстве случаев не происходит. Как правило, не наблюдается чрезмерного накопления осадков и в глубоководных желобах, даже несмотря на то, что скорость седиментации в этих местах достигает нескольких сантиметров за тысячу лет. При такой скорости осадконакопления большинство желобов оказались бы полностью засыпанными уже через несколько десятков миллионов лет, тогда как в действительности они остаются не заполненными осадками, хотя некоторые из них существуют и продолжают развиваться уже в течение

сотен миллионов лет подряд, как, например, Японский или Перуанско-Чилийский желоб. Это свидетельствует о том, что в глубоководных желобах действует эффективный механизм удаления осадков с поверхности океанского дна. Таким естественным механизмом, как теперь выяснилось, является затягивание осадков в зону поддвига плит. Это происходит аналогично смазке движущихся механизмов жидкими маслами при попадании последних в зазоры между трущимися жесткими деталями.

Как и в случае смазки, количество осадков, попадающих в зазор между трущимися плитами, должно зависеть от скорости движения плит и вязкости затянутых в зазор осадков. Соответствующие расчеты (Сорохтин, Лобковский, 1976), основанные на теории смазки механизмов, показали, что под островные дуги осадки могут затягиваться без сдирания и смятия только в том случае, если их мощность не превышает некоторого критического значения, зависящего от скорости поддвига плит и вязкости осадков. При этом мощность осадков, затянутых в зазор между плитами, увеличивается от двух до трех раз, причем последний предел уже соответствует случаю сдирания лишнего осадка и формированию перед островной дугой аккреционной осадочной призмы. Само значение критической мощности осадков h_0 , в зависимости от их вязкости η_s и скорости поддвига плит u_0 , определяется сравнительно простым выражением

$$h_0 \leq 5,5 \cdot 10^{-8} \cdot \sqrt{\eta_s \cdot u_0} . \quad (7.3)$$

Судя по выражению (7.3), под такие дуги, как Курильская, Японская и Тонга, без соскребания и смятия может затягиваться до 500–520 м пелагических осадков, а в Перуанско-Чилийский, Алеутский и Яванский желоба без соскребания может затягиваться только до 400–430 м осадков. Вблизи Курильского, Японского и центральной части Яванского глубоководных желобов мощности осадочных слоев не превышают 300–500 м, вблизи желоба Тонга толщина осадков снижается до 100–300 м, а перед большей частью Перуанско-Чилийского желоба толщина осадочного слоя уменьшается до 100 м и менее. Поэтому подвиг плит под эти структуры не сопровождается соскребанием и смятием осадков перед фронтальной частью надвигаемой плиты.

Совершенно иная ситуация наблюдается в заливе Аляска на востоке Алеутской дуги и на севере Яванского желоба. В этих районах и скорость поддвига плит не велика (около 2–3 см/год), мощность осадков превышает 500–700 м, а в отдельных местах достигает 1000 м, т.е. везде превышает найденные для этих структур критические значения мощности поддвигаемых осадков. Аналогичная картина наблюдается и возле зоны поддвига Атлантической плиты под Малые Антильские острова. Для этой зоны критическая толщина осадков, которые еще могут быть затянуты в зону поддвига плит без сдирания, примерно равна 250 м, тогда как реальная мощность осадочных толщ здесь достигает 500–1000 м. Отсюда следует, что во всех этих районах подвиг литосферных плит должен сопровождаться и соскребанием осадков с океанского дна, и смятием их перед литосферным выступом островных дуг, т.е. образованием аккреционных осадочных призм. Именно таким процессом необходимо объяснять возникновение внешних невулканических гряд возле этих зон поддвига плит – острова Кадьяк в Алеутской дуге, Малых Антильских островов в Атлантике и Андаманских островов в Индийском океане.

За счет диссипации энергии вязкого трения попавшие в зазор между трущимися плитами осадки постепенно разогреваются и даже начинают подплавляться. В результате их вязкость в зонах поддвига плит резко (на много порядков) уменьшается и существенно сокращается предельная мощность осадков, еще способных сохраняться в этих зонах на больших глубинах. Именно по этой причине обычные осадки, с плотностью меньшей, чем плотность литосферы, не могут затягиваться в зоны поддвига плит на глубины большие 20–30 км и обычно выжимаются по разломам вверх, внедряясь в виде мигматитовых гранитогнейсовых куполов или гранитоидных батолитов в тело островодужных структур или активных окраин континентов над такими зонами субдукции.

На большие глубины и под континентальные литосферные плиты осадки могут затягиваться лишь в одном случае – когда их плотность превышает плотность литосферы. В этом случае средняя скорость затягивания осадков в зоны субдукции всегда оказывается даже выше скорости поддвига самих плит и, следовательно, тяжелые осадки должны сами “проваливаться” в зоны поддвига плит (Монин, Сорохтин, 1986). Плотность любых современных осадков всегда меньше плотности литосферы ($\rho \approx 3,3 \text{ г/см}^3$), поэтому они и не могут затягиваться на большие глубины под островные дуги или активные окраины континентов. Однако известно, что в докембрийской истории Земли существовали эпохи, когда на дне океанов и континентальных шельфов в изобилии отлагались железорудные формации (джеспилиты), плотность которых достигала 4–4,5 г/см³ и заметно превышала плотность литосферы. Но такие осадки уже могли беспрепятственно затягиваться (“проваливаться”) на большие глубины под континенты. После расплавления этих осадков, их дифференциации и отделения от силикатно-карбонатных расплавов соединений железа (уходивших в мантию) в низах континентальной литосферы на глубинах от 100 до 220–250 км могли формироваться очаги кимберлитовых, лампроитовых, щелочно-ультраосновных или карбонатитовых магм. В дальнейшем при смене тектонических режимов сжатия на растяжение эти магмы (уже более легкие после ликвации расплавов и отделения от них железа) могли вновь подниматься на поверхность и внедряться в континентальную кору (см. раздел 11.4).

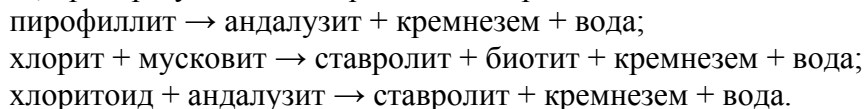
7.4. Происхождение земной коры

При раздвижении литосферных плит в океанических рифтовых зонах возникают открытые трещины растяжения, через которые из астеносферы поднимаются базальтовые расплавы. Изливаясь на поверхность океанического дна в форме подушечных лав, эти базальты постепенно формируют верхнюю часть второго (базальтового) слоя океанической коры (первый сложен осадками). Состав базальтов обычно определяется глубиной их выплавления и дифференциации. Под рифтовыми зонами очаги базальтовых расплавов обычно формируются на небольших глубинах от 10–15 до 2–3 км, поэтому изливающиеся там базальты обычно имеют толеитовый состав. Под подушечными лавами располагается так называемый дайковый комплекс, образующийся за счет заполнения возникающих в рифтовых зонах трещин базальтовыми магмами. Обычно этот комплекс состоит из прижатых друг к другу даек (по типу “дайка в дайку”) долеритов (мелко- и среднекристаллическая порода) толеитового состава и слагает собой нижнюю часть базальтового (второго) слоя океанической коры.

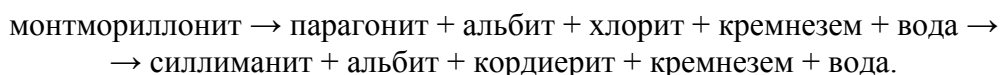
Ниже располагается третий слой океанической коры, сложенный сверху габбро, также толеитового состава, а внизу – серпентинитами, образованными по ультраосновным породам – гарцбургитам и лерцолитам. Габбро формируются за счет медленной кристаллизации базальтовых расплавов в магматическом очаге, питавшем до этого базальтовый вулканизм рифтовых зон, а серпентинитовый слой обычно возникает только на некотором удалении от этих зон благодаря проникновению океанической воды по трещинам под слой габбро, т. е. за счет гидратации ультраосновных пород собственно литосферы. Глубина проникновения воды ограничивается литостатическим давлением около 2,3 кбар, выше которого серпентинит становится настолько пластичным, что глубже все трещины и поры в нем полностью заплывают, закрывая тем самым и доступ воде на более глубокие горизонты (см. рис. 2.5). Общая мощность океанической коры, оцениваемая по данным сейсмических исследований, приблизительно равна 6,5–7 км, по этим же данным мощность осадков меняется от 0 до 1000 м (в среднем 500 м), толщина базальтового слоя 2–2,5 км и габбро-серпентинитового слоя 4–4,5 км.

Породы всех трех слоев океанической коры (первого – осадочного, второго – базальтового и третьего – габбро-серпентинитового) существенно гидратированы. Так,

Входящие в состав океанической коры породы зеленокаменной фации метаморфизма при разогреве в зонах трения плит постепенно дегидратируются, теряют часть воды, испытывают прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации и теряют часть кремнезема. Например, такие характерные для пород зеленосланцевой фации метаморфизма минералы, как пирофиллит, хлорит и хлоритоид, попадая в условия амфиболитовой фации, преобразуются с потерей воды и кремнезема:



Аналогичные преобразования могут происходить и с другими минералами зеленокаменных пород. При еще большем повышении температуры уже начинают дегидратироваться и плавиться амфиболы и слюды, а кальций и щелочи связываются в полевых шпатах. Дегидратация глинистых минералов осадков также происходит по аналогичным реакциям с выделением воды и кремнезема. Так, разрушение монтмориллонита (главного глинистого минерала пелагических осадков) происходит по следующей схеме:



В процессе метаморфических и последующих преобразований пород океанической коры оливин, энстатит, магнетит и другие ее тугоплавкие компоненты, а также гранаты, возникающие на глубинах эклогитового перехода, удаляются из системы вместе с погружающейся в мантию литосферной плитой, а водные флюиды, кремнезем и литофильные соединения ассимилируются формирующимися в зонах поддвига плит силикатными расплавами. В результате происходит их обогащение кремнеземом и литофильными соединениями, а сами расплавы приобретают черты андезитовых составов.

Интересно теперь рассмотреть с точки зрения новой теории происхождения гранитов – одну из центральных проблем в геологии. В настоящее время точка зрения об анатектическом и палингенном (т.е. связанным с расплавлением и переплавлением пород) происхождении большинства гранитов фанерозоя является доминирующей среди петрологов и геологов, хотя признается, что часть гранитов могла образоваться и за счет глубокого метаморфизма осадков. Однако сами механизмы расплавления, переплавления и метаморфизма коровых пород, а также источники энергии, вещества и флюидов, питающих эти процессы, до последнего времени оставались неясными. С появлением теории тектоники литосферных плит положение резко изменилось, поскольку новая теория предложила реальный механизм, позволяющий понять, каким путем вещество коры может вовлекаться во вторичную переработку, приводящую к образованию гранитоидов.

Так, согласно новой теории, большинство магматических гранитов, во всяком случае в послепалеозойское время, возникало в результате переплавления осадочных, песчано-глинистых пород, затянутых в зоны поддвига плит при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов с мощными толщами терригенных осадков, накапливающихся у подножий континентальных склонов. Такова, по-видимому, природа большинства гранитов Урала, Аппалачей, Альп и многих других складчатых поясов, возникших по перифериям древних платформ благодаря надвиганию на них островодужных структур. Гранитоидные расплавы могут возникать и в результате вторичной мобилизации и переплавления силикатического вещества в зоне поддвига океанических плит под континентальные окраины Андийского типа. Такое происхождение имеют крупнейшие гранитные интрузии Анд в Южной Америке, каледонские граниты Британских островов, Казахстана, Южной Сибири, герцинские граниты Восточной Австралии, Юго-Восточной Азии и некоторых других районов мира. Если же активная окраина континента Андийского типа окажется надвинутой на

пассивную континентальную окраину, то масса выплавившихся при этом гранитов может оказаться особенно большой. По-видимому, таким путем при столкновении подвижного пояса Скалистых гор с пассивной окраиной Северо-Американской платформы образовались гигантские гранитные батолиты Невады на западе США.

Происхождение метаморфических гранитов, часто с сохранившимися в них теньевыми структурами – следами осадочных напластований, в рамках новой теории объясняется метасоматической переработкой осадочно-вулканогенных толщ перегретыми и минерализованными водами, поднимающимися из зон поддвига плит в тылу островных дуг и активных окраин континентов Андийского типа. При этом близость составов метасоматических и палингенных гранитов объясняется их эвтектическим составом, не зависящим от путей дифференциации исходных расплавов. Идея о происхождении гранитов за счет метасоматической переработки вмещающих пород потоками горячих растворов и связанных с ними расплавов не является новой. Однако только после появления теории тектоники литосферных плит был найден тот природный механизм, благодаря которому под геосинклинальными поясами Земли (т. е. над зонами поддвига плит) возникают мощнейшие потоки перегретых и сильно минерализованных флюидов. Этот механизм приводится в действие процессом дегидратации океанической коры в зонах поддвига океанических литосферных плит под островные дуги и активные окраины континентов Андийского типа. Подсчитано, что в настоящее время под этими структурами выделяется до 3 км^3 термальных вод в год, а в прошлые геологические эпохи и того больше. Так, в раннем протерозое через зоны поддвига плит ежегодно фильтровалось до 7 км^3 перегретых водных флюидов, тогда как всего за время жизни Земли через эти зоны профильтровалось 16 млрд км^3 воды, или в семь раз больше, чем ее содержится во внешних геосферах Земли (т.е. в гидросфере, океанической и континентальной коре вместе взятых). Следовательно, за геологическую историю Земли вся вода гидросферы в среднем не менее семи раз фильтровалась через зоны поддвига плит, частично фиксируясь в континентальной коре (300 млн км^3 связанной воды), но в большей части вновь поступаая в гидросферу и океаническую кору. Этой воды, как видно, более, чем достаточно для гранитизации всей континентальной коры, поскольку объем последней (примерно 8 млрд км^3) приблизительно в два раза меньше вовлеченного в циркуляцию объема воды.

Естественно, что составы магм, возникающих в процессе плавления пород, существенно зависят от состава этих пород. Так, при затягивании в зоны поддвига плит карбонатных пород или эвапоритов должны возникать расплавы с повышенным содержанием щелочноземельных или щелочных элементов. Ассимиляция карбонатов приводит к десилификации магмы и к относительному увеличению содержания в ней щелочей. Существенные преобразования должны произойти с силикатными магмами при попадании в зоны поддвига плит эвапоритов, так как после ассимиляции соленосных отложений первоначально кислые магмы насыщаются щелочами, хлором, фтором и некоторыми другими рассеянными элементами и теряют кальций. В результате состав расплавов становится сиенитовым. Аналогично этому при затягивании под островные дуги осадков, обогащенных фосфором (например, фосфоритов, скопившихся в прибрежных районах бывших зон апвеллингов на склонах и шельфах древних окраин континентов), могут образоваться магмы, сильно обогащенные апатитом. Наконец, при попадании в зоны поддвига плит металлоносных осадков, содержащих рудные элементы, могут возникнуть магмы, богатые рудными компонентами.

7.5. Образование гор и горных поясов

Горные сооружения и хребты обычно образуют узкие, линейные или дугообразные складчатые структуры, расположенные, как правило, по периферии стабильных континентальных платформ. Обычно горные сооружения сложены смятыми в складки,

нарушенными дизъюнктивными нарушениями и часто существенно метаморфизованными осадочными толщами (рис. 7.9).

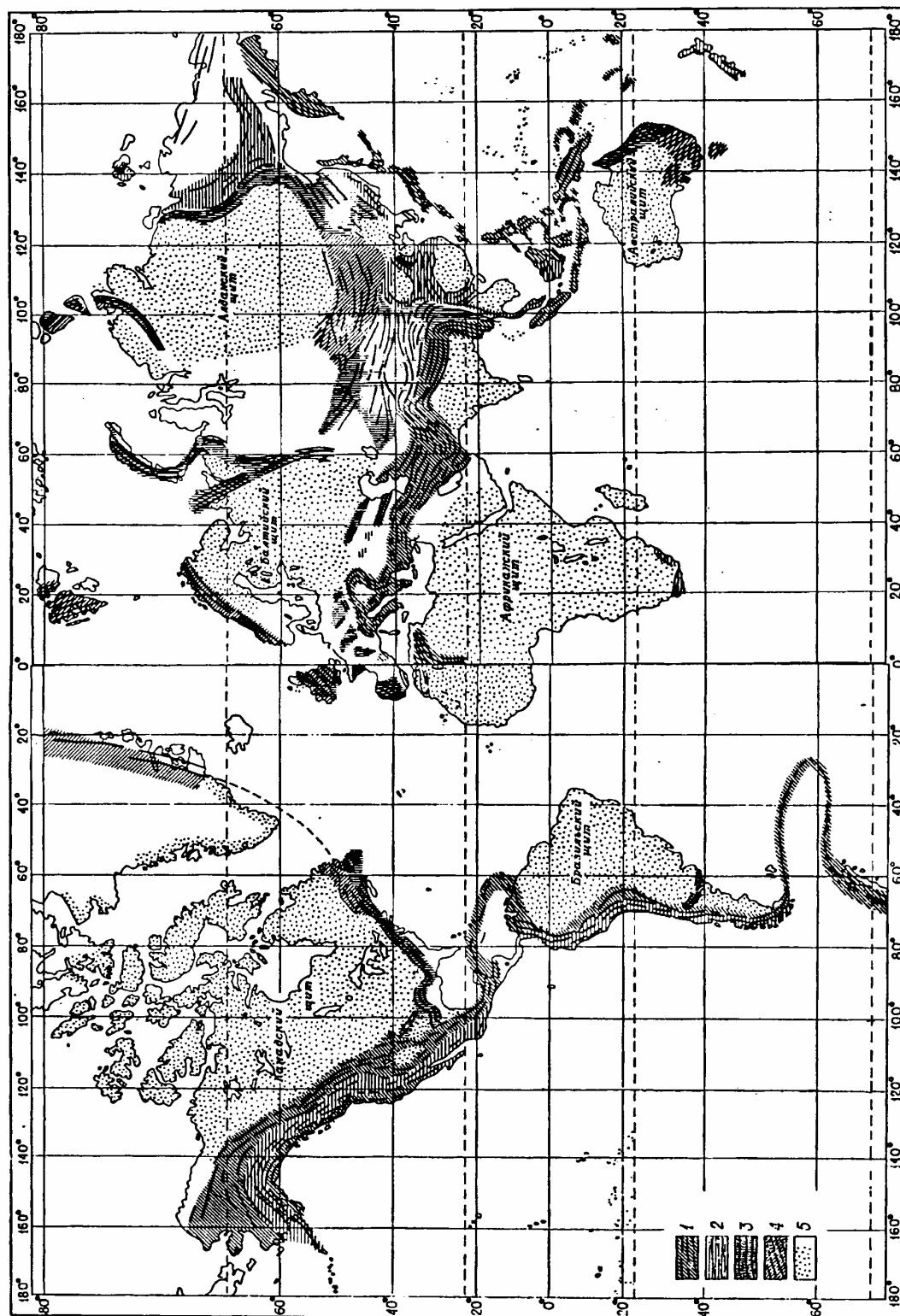


Рис. 7.9. Горные пояса Земли: 1 – кайнозойского возраста; 2 – мезозойского возраста; 3 – герцинского возраста; 4 – каледонского возраста; 5 – докембрийские платформенные (Umbgrove, 1947)

До появления теории тектоники литосферных плит механизмы возникновения региональных надвигов и геосинклинальной складчатости фактически оставались невыясненными. По поводу природы этих процессов высказывалось много разных точек зрения, часто полностью исключаящих друг друга, но ни одна из них не удовлетворяла всей совокупности геологических данных о строении горных поясов Земли. С появлением

новой теории стало ясно, что все без исключения складчатые горные сооружения, часто осложненные региональными надвигами, возникают только перед зонами поддвига плит или в непосредственной близости от них за счет сжатия и деформации попавших в эти зоны мощных осадочных толщ, самих островных дуг или континентальных окраин.

Английский геолог Дж. Дьюи (Dewey, 1970), проанализировав тектоническое строение разных горных поясов мира, выделил четыре основных генетических типа региональных надвигов и складчатых структур, возникающих: при деформации островных дуг и активных окраин континентов (в случаях, когда под них пододвигается океанская литосфера), при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов Атлантического типа и при столкновении континентов (рис. 7.10–7.12).

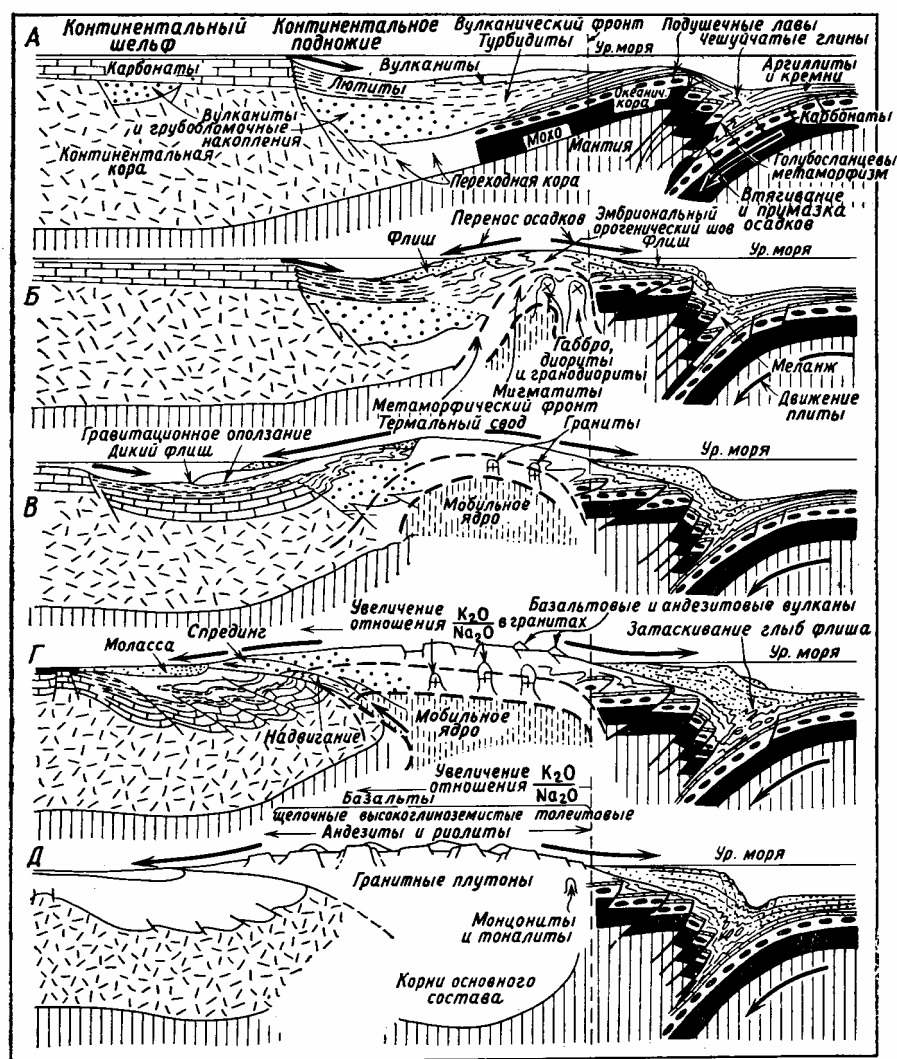


Рис. 7.10. Модель формирования горного пояса на активной окраине континента кордильерского типа по Дж. Дьюи и Дж. Берду (Dewey, Bird, 1970) (предполагается, что "мобильное ядро" представляет собой расплавы, поднимающиеся из "горячих" частей зоны поддвига плит)

Отметим, что всегда складчатость осадочных толщ, часто сопровождаемая образованием чешуйчатых надвигов и шарьяжей, возникает только в случаях, когда эти толщи оказываются пододвинутыми под фронтальные участки островных дуг и активных окраин континентов, а после столкновения островных дуг или континентов и в тылу этих структур. Важно, что новая теория при этом позволила понять природу образования и даже количественно рассчитать режимы формирования краевых прогибов, в которых обычно и накапливаются мощные толщ осадков, которые затем (при столкновении континентальных окраин с островными дугами) сминаются в складки.

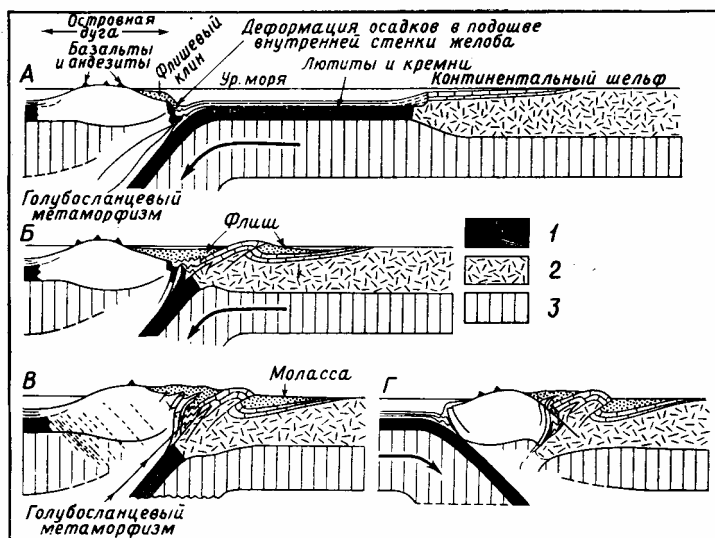


Рис. 7.11. Модель формирования горного пояса при столкновении островной дуги с континентом по Дж. Дьюи и Дж. Берду (Dewey, Bird, 1970): 1 – океаническая кора; 2 – континентальная кора; 3 – литосфера

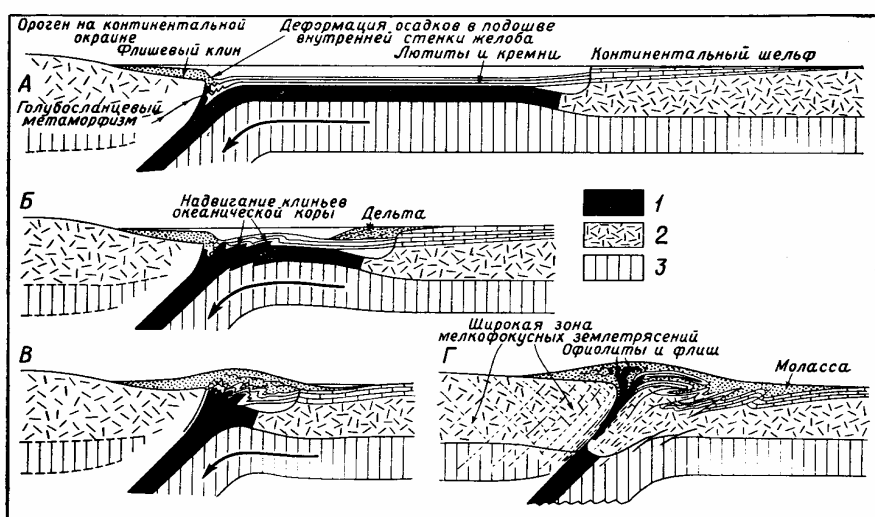


Рис. 7.12. Модель формирования горного пояса в зоне коллизии двух континентов по Дж. Дьюи и Дж. Берду (Dewey, Bird, 1970): 1 – океаническая кора; 2 – континентальная кора; 3 – литосфера

На рис. 7.13, на примере Южноамериканских Анд, изображена генерализированная схема деформаций активной окраины континентов. Из этой схемы видно, что тела горных сооружений такого типа, как, впрочем, и тела большинства островных дуг, оказываются разбитыми двумя падающими навстречу друг другу системами сдвиговых разломов, вдоль которых и происходят главные подвижки и деформации. Вдоль этих же разломов происходит и циркуляция вещества в телах активных окраин континентов (а также островных дуг), возникающая благодаря трению и тектонической эрозии подошвы литосферного (корового) выступа, перекрывающего собой поддвигаемую океаническую плиту. В результате этого разрушаемое вещество фронтальных участков надвигаемой плиты вместе с переработанным веществом поддвигаемой океанической коры последовательно перемещается от фронтальных к тыловым участкам горного сооружения и постепенно “омолаживает” их. Так, по нашим оценкам (Геодинамика, 1979), скорость тектонической эрозии Курильской островной дуги достигает 0,3 см/год, и, следовательно,

все ее тело шириной около 300 км должно было быть полностью переработанным приблизительно за 100 млн лет. По-видимому, поэтому на Курильских островах и не встречаются породы старше поздне мелового возраста. Все же многообразие наблюдаемых в реальных условиях структурных форм складчатых поясов Земли в основном определяется сложными сочетаниями отмеченных выше более простых случаев их деформации, на которые впоследствии иногда еще накладываются дополнительные тектонические процессы иной природы (например, рифтообразование).

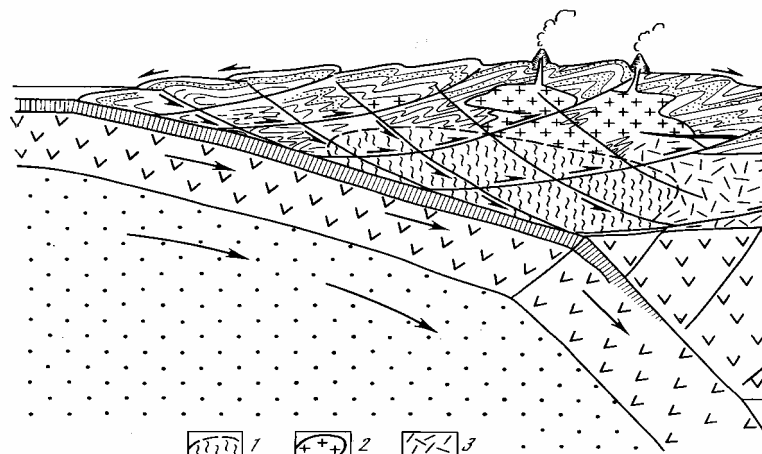


Рис. 7.13. Деформации горных сооружений на активных окраинах континентов Андийского типа: 1 – область существования расплавов и мигматитов; 2 – гранитоидные интрузии; 3 – континентальная кора

При возрастании тектонической активности Земли усиливается давление на островные дуги и задуговые спрединговые бассейны со стороны пододвигаемых под них океанических плит. В результате задуговые бассейны закрываются, а на тыловые части островных дуг или смежные окраины континентов надвигаются (обдущивают) офиолитовые покровы – участки бывшей океанической коры этих бассейнов. Офиолитовые покровы могут возникать и при закрытии узких океанических бассейнов Красноморского типа. Происходит это в тех случаях, когда режим растяжения таких бассейнов меняется на режим их сжатия.

Островные дуги обычно закладываются на океанической литосфере, поэтому в их основании часто залегает бывшая океаническая кора. В дальнейшем при развитии деформаций в теле дуги и под влиянием давления со стороны пододвигаемой плиты, на ее поверхность может быть надвинута и основание дуги, т.е. бывшая океаническая кора, образующая теперь офиолитовый покров (рис. 7.14), причем в этом случае такие надвиги (обдукция) происходят со стороны фронтальных частей дуги на ее тыловые участки. Часто под образовавшимся таким путем офиолитовыми покровами залегают глаукофансланцевые породы, образовавшиеся под подошвой островной дуги и метаморфизованные при сравнительно низких температурах около 300–500 °С, но под влиянием высоких давлений порядка 6–10 кбар, соответствующих глубинам подошвы тела островной дуги около 25–40 км. Если при этом такие офиолит-глаукофансланцевые покровы оказываются надвинутыми на вулканические области островных дуг, характеризующиеся метаморфизмом высоких температур, но низких давлений, то возникают пояса так называемого парного метаморфизма.

Парные регионально-метаморфические пояса противоположного характера по РТ-условиям широко распространены во многих районах Тихоокеанского подвижного кольца. Обычно они близки по возрасту и протягиваются параллельно друг другу на значительные расстояния, но один из таких поясов относится к типу низкого, а другой – высокого давления, хотя отдельные участки каждого из них могут принадлежать и к типу

среднего давления. Парные пояса метаморфизма хорошо изучены в Японии (рис. 7.15), описаны в Калифорнии, Чили, Новой Зеландии, а также в Шотландских каледонидах (Миясиро, 1976) и, вероятно, на Урале (Максютовский комплекс).

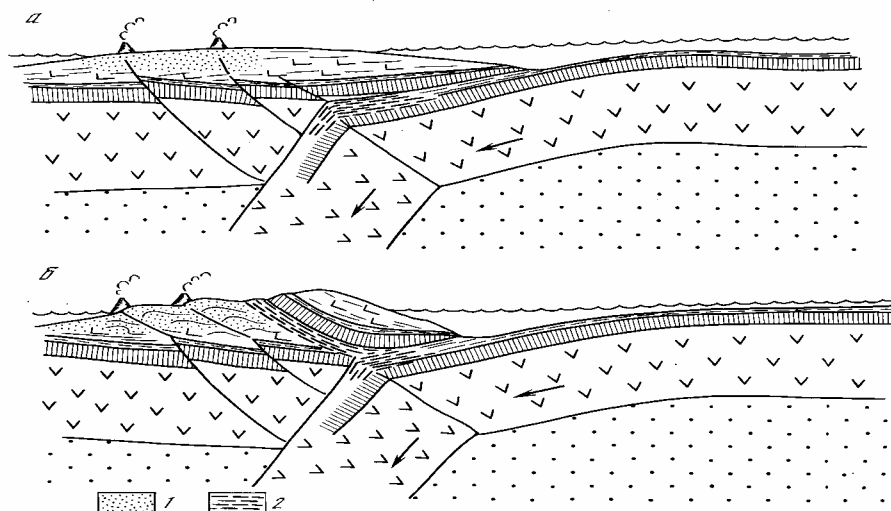


Рис. 7.14. Происхождение офиолитовых покровов и парных поясов метаморфизма в островных дугах: 1 – область высокотемпературного метаморфизма низкого давления; 2 – глаукофановые сланцы – продукты низкотемпературного метаморфизма высокого давления

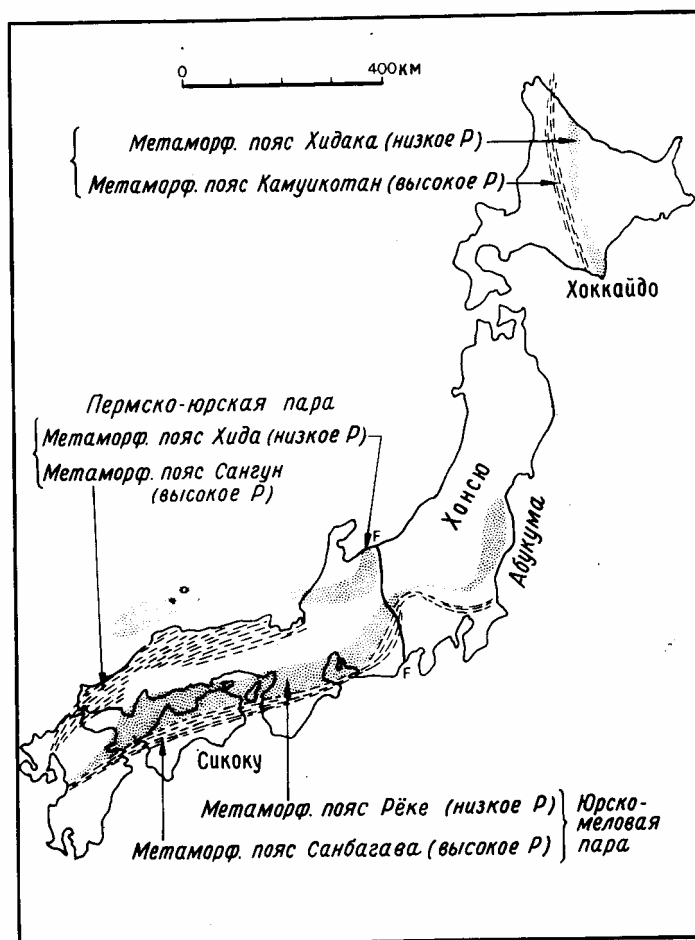


Рис. 7.15. Три парных регионально-метаморфических пояса Японии, по А. Миясиро (1976)

Метаморфические пояса высоких температур (около 600–700 °С и выше) и низкого давления (порядка 0,5–3 кбар), как правило, сопровождаются множеством гранитных интрузий, а цепи андезитовых вулканов на островных дугах и активных континентальных окраинах – это поверхностные индикаторы зон метаморфизма низкого давления и связанного с ним гранитного магматизма. С этой точки зрения метаморфический пояс низкого давления можно рассматривать как пояс гранитного плутонизма и андезитового вулканизма (Миясиро, 1976).

В геологическом строении Земли важную роль играли межконтинентальные горные пояса, по сути являющиеся шовными зонами, соединяющие друг с другом смежные континентальные платформы более древнего возраста. Фактически межконтинентальные горные пояса, большинство из которых уже давно денудировано, слагают собой бóльшую часть постархейской континентальной коры. Из фанерозойских подвижных поясов этого типа можно назвать раннепалеозойский Северо-Атлантический пояс, в который входят каледониды Аппалачей, Шотландии и Норвегии, образовавшиеся на месте Палеоатлантического океана Япетус, а также Урало-Казахстанский складчатый пояс герцинского возраста, спаявший около 230 млн лет назад Гондвану и северные материи в единый суперконтинент – вегенеровскую Пангею. Из более молодых структур этого типа следует отметить мезозойский Верхояно-Колымский складчатый пояс, возникший на месте Восточносибирского палеоокеана и причленивший Колымский массив и Чукотку к Сибирской платформе. Наконец, наиболее молодой и грандиозный Альпско-Гималайский горный пояс кайнозойского возраста образовался при закрытии палеоокеана Тетис и соединил Африку, Аравию и Индию с Евразией (см. рис. 7.9).

Из более древних межконтинентальных шовных зон, объединивших фрагменты докембрийских платформ и щитов, следует отметить складчатые пояса свекофеннского возраста, спаявшие “осколки” распавшегося в раннем протерозое первого в истории Земли суперконтинента Моногея в новый суперконтинент – Мегагею Штилле. Следующий, третий суперконтинент, Мезогея (или Родиния), был спаян межконтинентальными подвижными поясами гренвильского возраста из “осколков” распавшейся перед этим Мегагеи, так же как позднерифейские и фанерозойские пояса соединили “осколки” Мезогеи в вегенеровскую Пангею.

Каковы же общие черты развития всех этих межконтинентальных горных поясов? Впервые этот вопрос был освещен в рамках геосинклинального учения. Однако оно всегда носило описательный характер, не объясняло природы процесса формирования земной коры и тем более никогда не раскрывало причинно-следственных связей в этом процессе. К тому же в последнее время понятие “геосинклинальное развития земной коры” настолько расширили, включив в него разноплановые геологические процессы, начиная от процесса формирования пород офиолитовой формации до процесса становления складчатых поясов, что исходный термин постепенно потерял свою былую информационную нагрузку и, по сути, превратился в синоним понятия “образование земной коры”.

Но, как теперь известно, океаническая и континентальная земная кора образуются в разных геологических условиях (соответственно в рифтовых зонах и зонах поддвига плит) при установлении прямо противоположных динамических режимов (растяжения и сжатия) и за счет действия различных процессов (в первом случае это дифференциация мантии и гидратация мантийных пород, а во втором – дегидратация и магматическая переработка океанической коры и осадков, часто с повторным переплавлением континентальной коры). Поэтому имеет смысл либо ограничить понятие “геосинклинального процесс” только образованием континентальной коры над зонами поддвига плит, убрав из этого понятия стадию образования пород офиолитового комплекса (т.е. океанической коры), либо (что лучше) принять предложение Л.П. Зоненшайна и отказаться от этого термина, считая, что он уже не отвечает требованиям

современной геологической теории, подобно тому как это сделали в свое время физики, отказавшись от понятий “флогистон” и “эфир”.

С появлением тектоники литосферных плит выяснилось, что описание процессов формирования складчатых поясов Земли и земной коры (как океанической, так и континентальной) удобнее и точнее проводить в терминах новой теории, а не геосинклинального учения. Для примера кратко рассмотрим с точки зрения этой теории происхождение межконтинентальных горных поясов отмеченных выше типов. Общей чертой их развития является определенная последовательность событий, связанных с расколами континентов, образованием и закрытием молодых океанических бассейнов Атлантического типа, деформациями и магматической переработкой бывших континентальных окраин и повторными соединениями материковых массивов в новые континенты. Впервые с точки зрения тектоники литосферных плит такую стадийность событий описал и, главное, обосновал канадский геолог Дж. Вильсон в 1968 г. С тех пор последовательность процессов формирования межконтинентальных океанических бассейнов и возникающих на их месте горных поясов называют циклом Вильсона (рис. 7.16).

Согласно этой модели, дополненной современными представлениями о последовательности формирования и разрушения суперконтинентов (см. раздел 6.3 и рис. 6.6), подвижные пояса рассматриваемого типа всегда возникают на континентальной коре и характеризуются длительным развитием, порядка 800 млн лет. Обычно формирование такого пояса начинается с импульсов раскола существовавшего в это время суперконтинента и образования в условиях растяжения коры континентальной рифтовой системы Восточно-Африканского типа с характерным для таких зон бимодальным вулканизмом (рис. 7.16, ситуация 1). По мере раздвижения обособившихся континентальных массивов, на месте континентальной рифтовой зоны постепенно формируется сначала узкий морской бассейн Красноморского типа, но уже с океанической корой и базальтовым магматизмом (рис. 7.16, 2), а затем и настоящий океан Атлантического типа (рис. 7.16, 3 и 4). На этой стадии развития пояса континентальная окраина (т.е. будущая миогеосинклинальная зона) испытывает постоянные погружения, происходящие в связи с опусканием “припаянной” к такой окраине океанической литосферы. Следовательно, и здесь закон опускания окраины континента со временем t определяется выражением $\Delta h \sim \sqrt{t}$, лишь с иным значением коэффициента пропорциональности, поскольку положительная плавучесть и упругость континентальной литосферы препятствуют таким прогибаниям континентальных окраин, а накопление осадков, наоборот, им способствует. На данной стадии, отвечающей по классической геосинклинальной схеме стадии начальных погружений, в это время здесь накапливаются мощные толщи терригенных песчано-глинистых и морских карбонатных осадков. За время же существования такого расширяющегося океана (порядка 200 млн лет) на его континентальных окраинах накапливаются мощные (до 15–18 км) толщи терригенных осадков.

Как правило, на этих этапах развития подвижного пояса заканчивается процесс распада суперконтинента и центробежное раздвижение обособившихся ранее материков сменяется их центростремительным сближением. На этом этапе, который можно сопоставить уже со зрелой стадией развития геосинклинали, обстановка растяжения в регионе меняется на сжатие. При этом ранее образовавшийся океан начинает закрываться и на месте бывшей рифтовой зоны (т.е. там, где литосферная плита наиболее тонкая) возникает новая островная дуга – будущая эвгеосинклинальная зона с характерным андезитовым магматизмом (рис. 7.16, 5). В фазу закрытия океана широкое развитие получает островодужный, известково-щелочной магматизм, природу которого мы уже отмечали выше.

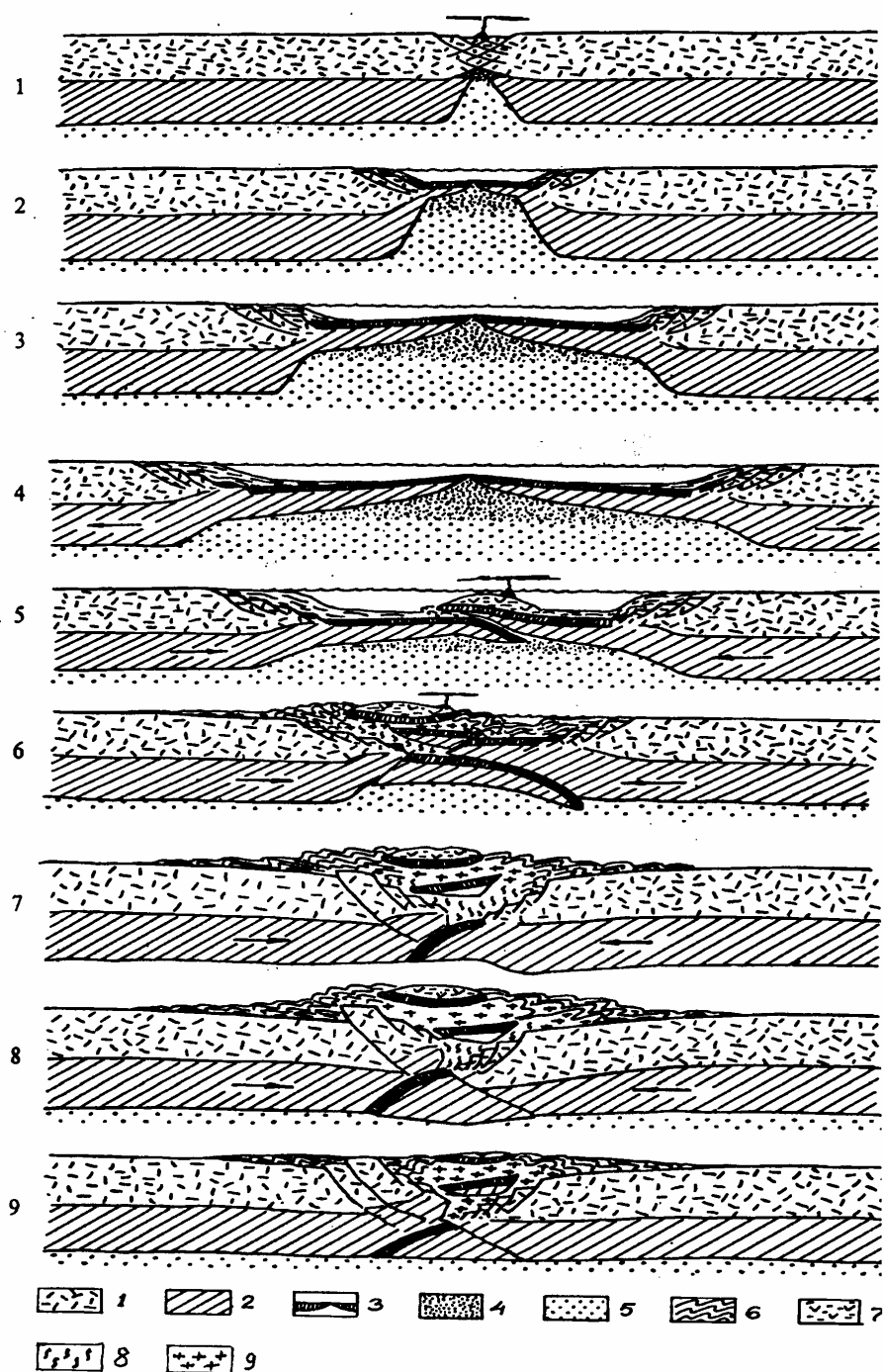


Рис.7.16. Схематическая картина формирования межконтинентальных горных сооружений в цикле Вильсона. Условные обозначения: 1 – континентальная кора; 2 – подкоровая литосфера; 3 – океаническая кора; 4 – частично расплавленное вещество астеносферы; 5 – пластичная мантия; 6 – смятые в складки осадочные толщ; 7 – осадочно-вулканогенные образования островных дуг; 8 – расплавы и мигматиты гранитоидного состава; 9 – интрузии гранитов

При дальнейшем закрытии океана континентальная окраина также продолжает опускаться, но уже под давлением приближающейся к ней островной дуги, что приводит к резкому увеличению скорости ее погружения, особенно на последней фазе этой стадии, когда островная дуга начинает надвигаться на континентальную окраину. В это же время происходит смятие накопившихся за все время существования океана осадочных толщ перед фронтом островной дуги и ее надвигания на пассивную окраину одного из континентов, а также образование офиолитовых покровов (рис. 7.16, 6). После этого

закрываются еще сохранившиеся участки бывшего океана в тылу островной дуги, происходит полное закрытие всего океана и смятие осадочных толщ на обеих континентальных окраинах, обрамлявших ранее бывший океан (рис. 7.16, 7). На орогенном этапе развития пояса за сравнительно короткое время (порядка нескольких миллионов лет) осадочный чехол на бывшей континентальной окраине (т.е. в миогеосинклинальной зоне) сминается в складки. В это время часто под влиянием все возрастающего давления плит изменяется и направление их поддвига. В результате вертикальные движения на бывшей континентальной окраине могут изменить свой знак, и тогда возникшие здесь складчатые сооружения начинают воздыматься. В это время максимальной интенсивности достигают надвиговые и разрывно-складчатые деформации в теле бывшей островной дуги, т.е. в эвгеосинклинальной зоне. В результате переплавления попадающих в зону поддвига плит осадочных толщ бывшей континентальной окраины в это время меняется и сам геосинклинальный магматизм – на смену известково-щелочному (типично островодужному) приходит кислый магматизм с обильными внедрениями гранитных интрузий и широким развитием регионального метаморфизма (природа такого магматизма и метаморфизма была рассмотрена выше).

Продолжающееся сближение смежных континентов при образовании нового суперконтинента или его фрагментов приводит к сжатию подвижного пояса, возникшего на месте бывшего океана, и как следствие этого к горообразовательным процессам, воздымающим вершины такого горного пояса до 7–8 км над уровнем океана, как это, например, сейчас наблюдается в горных сооружениях Гиндукуша, Памира и Гималаев (рис. 7.16, 8). Для этой стадии развития межконтинентальных горных поясов характерными являются внедрения крупных гранитных батолитов и риолитовый вулканизм. После консолидации возникшего таким путем горного пояса наступает стадия его денудации и выравнивания, которая может продолжаться многие сотни миллионов лет (рис. 7.16, 9). После почти полного выравнивания горного пояса на поверхности обнажаются глубокометаморфизованные породы основания и он превращается в часть обычной континентальной платформы.

Таким образом, из приведенного краткого описания процесса образования “типичного” межконтинентального складчатого пояса видно, что классическая схема развития геосинклиналей действительно вписывается в один из возможных вариантов развития подвижных поясов. Однако новая теория точнее описывает природу процесса, позволяет пойти дальше, рассмотрев другие пути развития подвижных зон, например, Андийского типа, и, что очень важно, она, в отличие от геосинклинального учения, помогает вскрывать причинно-следственные связи процесса формирования земной коры и отдельных подвижных поясов Земли.

7.6. Проверка теории

Таким образом, за время существования (с конца 60-х годов XX в.) теория тектоники литосферных плит сумела объяснить природу практически всех главных эндогенных процессов, развивающихся в Земле, включая образование океанической и континентальной земной коры, природу основного и кислого магматизма, механизмы концентрации рудных и литофильных элементов в континентальной коре, происхождение складчатости и горных поясов Земли, формирование авлакогенов и краевых (предгорных) прогибов и ряд других процессов.

К настоящему времени новая геологическая теория прошла детальную экспериментальную проверку, ее основные положения подтверждены геолого-геофизическими данными в том числе буровыми работами, сейсмическими и магнитными наблюдениями. На счету у новой теории теперь есть много примеров оправдавшихся прогнозов тех неизвестных прежде геологических явлений, которые вначале предсказывались чисто теоретическим путем, но затем были обнаружены и подтверждены

после проведения соответствующих геолого-геофизических исследований. Вот лишь некоторые из таких примеров.

Как мы уже видели, из теории следовало, что возраст океанского дна сравнительно молодой, не превышает 100–150 млн лет и закономерно увеличивается по мере удаления от гребней срединно-океанических хребтов. В середине 60-х годов такой вывод теории казался смелым, поскольку большинство геологов в то время полагали, что возраст океанского дна столь же древний, как и у континентов, т.е. превышает 2–3 млрд лет. Специально проведенное для проверки этого положения бурение океанского дна полностью подтвердило теоретический прогноз: практически во всех точках Мирового океана, где такое бурение проводилось (а таких точек сейчас уже более 1000), эмпирически определенные значения возраста дна совпали с его значениями, заранее предсказанными теорией.

Не менее показательны и другие примеры подтверждения теоретических прогнозов геолого-геофизическими исследованиями. Так, благодаря непосредственным наблюдениям из глубоководных обитаемых аппаратов, опускавшихся в рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, французскими, американскими и советскими специалистами были подтверждены теоретические выводы о раздвижении океанского дна в этих зонах, о направлениях смещений в трансформных разломах и о значительном выносе тепла из океанских рифтовых зон.

Как уже отмечалось, в 1972 г. советскими и американскими учеными (Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973) теоретически было показано, что мощность литосферных плит по мере удаления от рифтовых зон увеличивается по закону корня квадратного из значения возраста океанического дна, тогда как до этого обычно принималось, что толщина океанических плит постоянна. В 1975 г. появились экспериментальные работы по сейсмологии, полностью подтвердившие этот вывод (Yoshii, 1975). Примерно тогда же теоретически было предсказано существование в океанических рифтовых зонах мощнейших гидротермальных систем (Lister, 1972; Сорохтин, 1973). И через 5–6 лет после прогноза такие горячие источники (черные и белые “курильщики”) действительно были открыты в рифтовых зонах всех океанов.

В 60-х и начале 70-х годов XX в. среди геологов было широко распространено мнение, что в базальтовом слое океанической коры существенную роль играют уплотненные осадки древнего возраста. Тектоника литосферных плит, наоборот, утверждала, что роль осадков в этом слое ничтожно мала. В середине 70-х годов буровые работы полностью подтвердили и этот теоретический вывод, что все осадки, перекрывающие базальты, молодые, не старше среднего мезозоя.

Еще два взаимосвязанных друг с другом примера. Как уже отмечалось, из новой теории вытекало, что под островные дуги и активные окраины континентов должны затягиваться рыхлые осадки (Сорохтин, Лобковский, 1976) вместе с содержащимися в них органическими веществами. Отсюда следовал важный в практическом отношении вывод: в зонах поддвига плит должно генерироваться большое количество углеводородов (Сорохтин, Ушаков, Федьинский, 1974; Dickinson, 1974). Оба этих процесса (и затягивание осадков и генерация углеводородов в зонах поддвига плит) впервые были рассчитаны в начале 70-х годов, хотя в те годы этот подход не встретил понимания большинства геологов. В 1976 г. затягивание осадков под Курильскую островную дугу было подтверждено глубинным сейсмическим профилированием (Гаркалеико, Ушаков, 1978). Наконец, в 1981 г. факт затягивания осадков под Малую Антильскую островную дугу был установлен прямым бурением основания склона этой дуги (Biju-Duval et al., 1981).

В середине 70-х годов был проверен и подтвержден второй теоретический вывод о генерации углеводородов в зонах поддвига плит. Именно тогда советские и кубинские нефтяники обнаружили промышленные скопления нефти под офиолитовым покровом Кубы, перекрывающим собой зону поддвига плит мелового возраста. Однако главное

подтверждение и доказательство этого важного теоретического прогноза принесло проводимое с 1975 г. планомерное бурение поднадвиговых зон Скалистых гор и Аппалачей в США. Эти районы, считавшиеся ранее бесперспективными, в действительности, как и предсказывала теория, оказались буквально насыщенными углеводородами.

Наконец, необходимо отметить и прямую проверку главного вывода теории о существовании дрейфа континентов. После создания спутниковой системы точного определения координат местности на поверхности Земли и проведения соответствующих многолетних наблюдений удалось обнаружить и сам факт перемещения океанических плит и континентов относительно друг друга (Smith et al., 1990). Причем оказалось, что измеренные смещения как по своим значениям, так и по направлениям практически совпали с прогнозными, рассчитанными по палеомагнитным данным (Трифонов, Певнев, 2001).

Таким образом, как видно даже из краткого описания основных положений, успехов и результатов экспериментальной проверки теоретических прогнозов тектоники литосферных плит, можно с уверенностью утверждать, что эта концепция действительно является серьезной, строго научной и современной геологической теорией. К настоящему времени теория тектоники литосферных плит уже прошла стадию своего становления и отработки основных ее положений. Сейчас происходит детализация теории, ее уточнение, и, что особенно важно с практической точки зрения, она уже начала использоваться при поиске и разведке полезных ископаемых (особенно нефти и газа).