

Глава 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ

2.1. Общие сведения о Земле

Геологические методы позволяют изучать только несколько первых километров верхних слоев Земли. Основную же часть информации о внутреннем строении Земли дают геофизические методы, включающие: 1) сейсмологические и сейсмические методы, основанные на регистрации упругих колебаний, вызываемых землетрясениями или искусственными взрывами; 2) гравиметрические методы, основанные на изучении поля силы тяжести Земли, создаваемого притяжением масс самой Земли, ее вращением, а также притяжением других космических тел, и дающие информацию о фигуре Земли и распределении масс в ее недрах; 3) магнитометрические – изучающие магнитное поле Земли, создаваемое замкнутыми электрическими токами и намагниченностью горных пород; 4) геотермические, изучающие тепловое поле Земли и плотность теплового потока на ее поверхности, обусловленные как термическим режимом недр, так и способностью различных оболочек Земли передавать глубинное тепло и самостоятельно его генерировать; электрометрические методы, изучающие электропроводность земных недр.

Кроме геофизики о внутреннем строении Земли косвенно позволяют судить лабораторные эксперименты, а также изучение космических тел (метеоритов), попадающих на земную поверхность.

Строение нашей планеты сегодня хорошо известно по сейсмическим данным и анализу собственных колебаний Земли, а состав ее верхних оболочек (земной коры, гидросферы и атмосферы) – по геологическим данным и прямым измерениям. Наши сведения о составе мантии Земли менее определенные, но все-таки по совокупности всех геологических и геофизических данных о строении и составе этой земной оболочки можно судить достаточно уверенно. О составе земного ядра, можно высказывать лишь более или менее обоснованные гипотезы. Не останавливаясь на описании методик изучения строения и состава Земли, подробно изложенных в многочисленных специальных работах (Жарков, 1983; Болт, 1984; Anderson, 1989; Сорохтин, Ушаков, 1991; и др.), перейдем сразу к их результатам.

Земля – третья по порядку от Солнца планета Солнечной системы, обращается вокруг Солнца по близкой к круговой орбите (эксцентриситет орбиты $\varepsilon = 0,0167$) на среднем расстоянии 149,6 млн км. Если смотреть со стороны северного полюса небесной сферы, то вращение Земли, как и других планет (кроме Венеры), вокруг Солнца происходит против часовой стрелки (планета как бы “катится” вокруг Солнца), и это направление считается прямым. Средняя скорость движения Земли по орбите равна 29,765 км/с, период обращения (продолжительность года) составляет 365,24 солнечных суток, или $3,147 \cdot 10^7$ с. Земля обладает собственным осевым вращением в прямом направлении (т.е. также против часовой стрелки, если смотреть со стороны Северного полюса), период осевого вращения Земли равен 23 ч. 56 мин. 4,1 с или $8,616 \cdot 10^4$ с.

Масса Земли равна $M_g = 5,977 \cdot 10^{27}$ г, средний радиус $R_g = 6371$ км, площадь поверхности Земли $5,101 \cdot 10^{18}$ см² (510,08 млн км²), средняя плотность $\rho = 5,52$ г/см³, среднее ускорение силы тяжести на земной поверхности достигает $g = 981$ Гал. Фигура Земли описывается геоидом, представляющим собой эквипотенциальную поверхность силы тяжести (рис. 2.1). Вне континентов геоид совпадает с невозмущенной поверхностью Мирового океана. На континентах поверхность рассчитывается по гравиметрическим данным или по спутниковым наблюдениям. Лучше всего геоид аппроксимируется эллипсоидом вращения – равновесной фигурой вращающейся однородной жидкости.

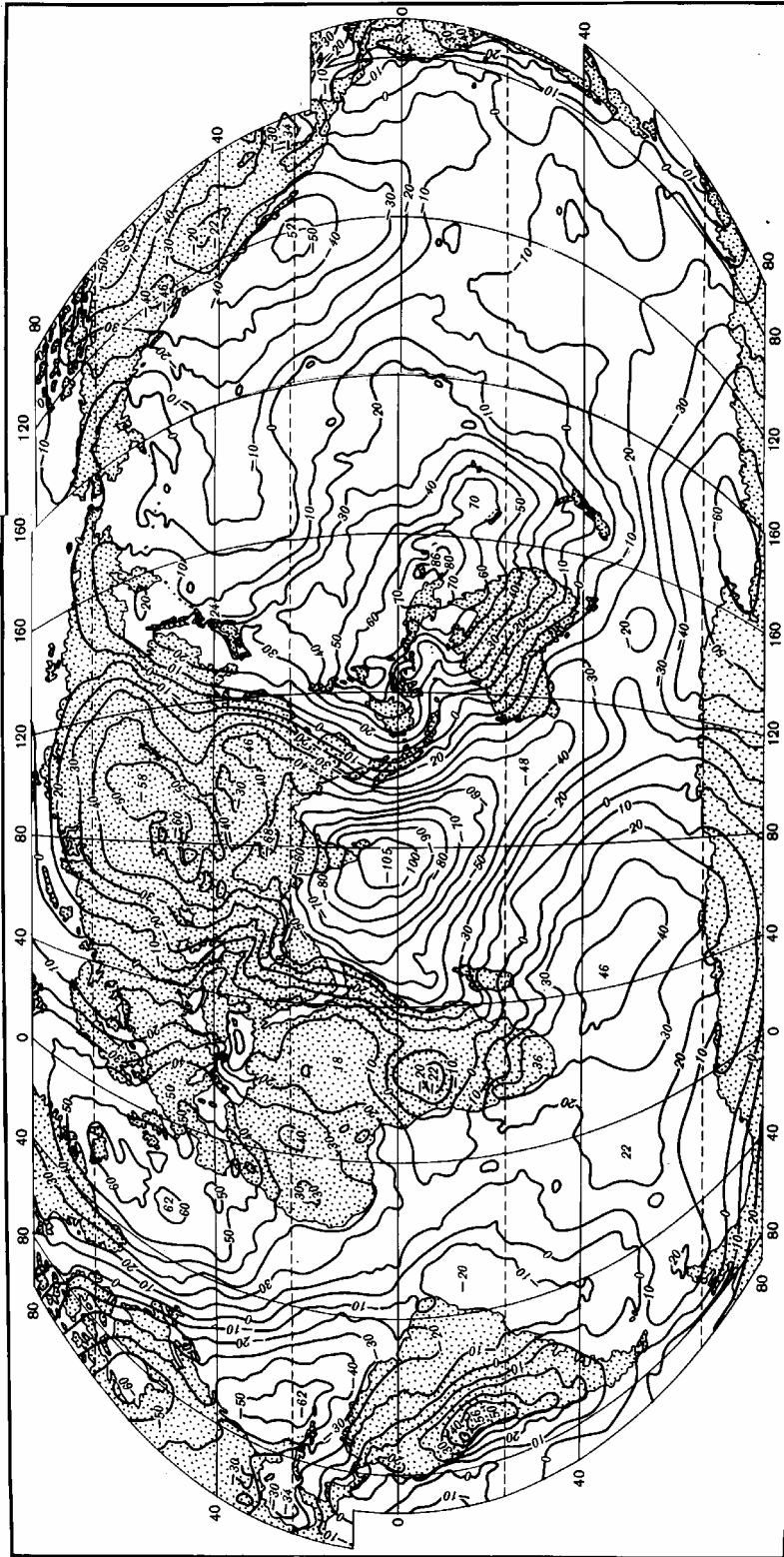


Рис. 2.1. Карта высот Геоида, м (Vincent, Marsh, 1975)

Отклонения геоида от такого эллипсоида не превышают +86 и –105 м и вызываются как неоднородностями распределения масс в Земле, так и динамическими процессами, развивающимися в мантии и литосферной оболочке Земли. Сплюснутость геоида (эллипсоида вращения) определяется скоростью вращения Земли вокруг полярной оси. У современной Земли полярный радиус $R_{\text{п}} = 6356,78$ км, а экваториальный $R_{\text{э}} = 6378,16$ км, следовательно ее сжатие равно $e = (R_{\text{э}} - R_{\text{п}})/R_{\text{э}} = 1/298,3$. Центробежное ускорение силы тяжести на экваторе достигает $g_{\text{цб}} = -3,392$ Гал.

Из приведенных данных о форме геоида следует, что фигура Земли очень неплохо (с точностью до 1%) соответствует равновесной форме вращающейся жидкости. Отсюда можно предположить, что вещество Земли в ее недрах также находится в эффективно жидком состоянии, хотя вязкость такой “жидкости” может быть очень высокой (здесь невольно напрашивается аналогия свойств земного вещества со свойствами вара).

Момент инерции Земли относительно оси вращения $I = 8,04 \cdot 10^{44}$ г·см², тогда как ее безразмерный средний момент инерции равен $J = I/MR^2 = 0,33076$, что свидетельствует о значительном уплотнении земного вещества к центру планеты (для однородной по плотности сферы $J = 0,4$).

Земля, как известно, обладает собственным магнитным полем, максимальная напряженность которого около 0,6–0,7 Э наблюдается возле магнитных полюсов. На экваторе она уменьшается до 0,25–0,42 Э. Главной компонентой магнитного поля является поле магнитного диполя или однородно намагниченного шара. Ось магнитного диполя сейчас наклонена к оси вращения Земли под углом 10,5°, однако ее среднее положение за периоды времени порядка нескольких десятков тысяч лет неплохо совпадает с географической осью.

Через поверхность Земли постоянно теряется часть ее внутреннего тепла. Суммарный тепловой поток, пересекающий поверхность Земли, равен примерно $(4,2-4,5) \cdot 10^{20}$ эрг/с, в среднем $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Средний тепловой поток через континенты приблизительно равен $1,43 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (60 эрг/см²·с), а через океаническое дно – $2,37 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (99,5 эрг/см²·с). Всего же через континенты теряется около $1,2 \cdot 10^{20}$ эрг/с, тогда как через океаническое дно – примерно в 2,5 раза больше – около $3,1 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

2.2. Атмосфера и гидросфера Земли

Плотные газовые и жидко-водяные внешние оболочки могут существовать только у сравнительно массивных планет, гравитационное поле которых способно удерживать газовые молекулы со средними молекулярными весами, а поверхностная температура превышает температуру плавления льда, но ниже температуры кипения воды. Из всех планет Солнечной системы такие условия существуют только на Земле. Например, Меркурий из-за своей малой массы (0,06 массы Земли) и близости к Солнцу потерял практически всю свою атмосферу (давление атмосферы на Меркурии менее $2 \cdot 10^{-14}$ атм.). Хотя Венера и обладает плотной атмосферой (около 90 атм), но благодаря большому парниковому эффекту ее поверхностная температура (приблизительно 470 °С) значительно выше критической температуры перехода воды в газовое (флюидное) состояние (374 °С). Марс, масса которого составляет 0,11 от массы Земли, сохранил лишь весьма разреженную атмосферу (около $6 \cdot 10^{-3}$ атм), тогда как вся гидросфера на этой холодной планете сейчас находится только в замерзшем состоянии. Внешние планеты Солнечной системы (Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун) обладают плотными атмосферами, но лишены жидких гидросфер. В то же время на их спутниках, как и на Марсе, все поверхностные воды находятся только в замерзшем состоянии.

2.2.1. Атмосфера Земли

Масса земной атмосферы равна примерно $5,15 \cdot 10^{21}$ г. Среднее давление воздуха на уровне моря равняется $p_0 = 1,0132$ бар = 1013,2 мб (760 мм ртутного столба), а плотность $\rho_0 \approx 1,27 \cdot 10^{-3}$ г/см³. С высотой давление и плотность воздуха быстро уменьшаются по экспоненциальному закону (см. рис. 10.7).

Азотно-кислородный состав земной атмосферы уникален для планет Солнечной системы. Сухой воздух содержит 75,51% (по массе) азота, 23,15 – кислорода, 1,28 – аргона, 0,046 – углекислого газа, 0,00125 – неона и около 0,0007% остальных газов. Важной активной компонентой атмосферы является водяной пар (и вода в каплях облаков). Содержание водяного пара и воды в атмосфере достигает $(0,12-0,13) \cdot 10^{20}$ г, что в пересчете на слой конденсированной воды составляет 2,5 см (25 мм), или в среднем 2,5 г/см² земной поверхности. Если учесть среднегодовое испарение и выпадение осадков, приблизительно равное 780 мм водяного столба, то легко определить, что водяной пар в атмосфере обновляется примерно 30 раз в год или каждые 12 дней. В верхних слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца возникает озон, состоящий из трехатомных молекул кислорода. Несмотря на малые количества озона в атмосфере ($O_3 \approx 3,1 \cdot 10^{15}$ г; кислорода в атмосфере $O_2 = 1,192 \cdot 10^{21}$ г), этот газ спасает жизнь на поверхности Земли от пагубного воздействия на нее жесткого излучения Солнца.

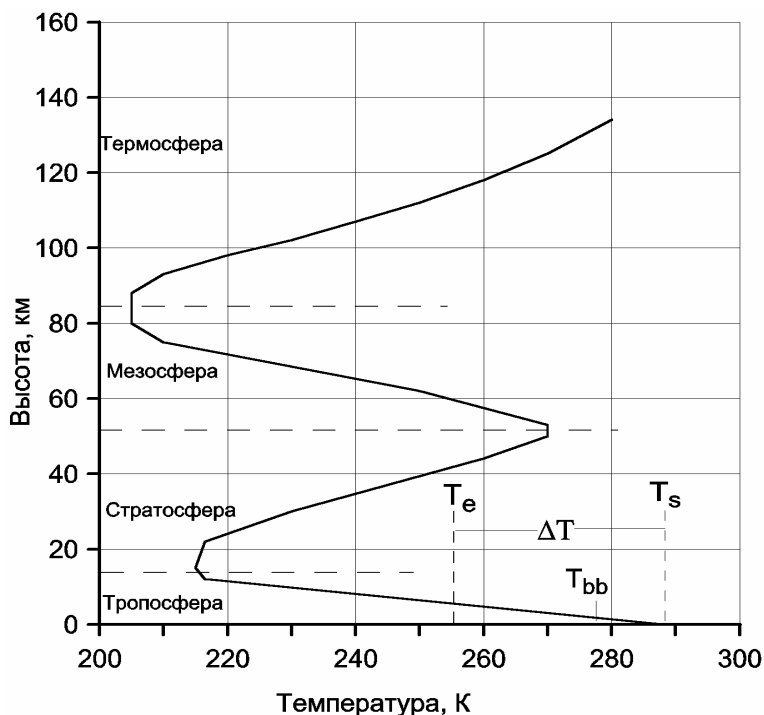


Рис. 2.2. Распределение температуры в атмосфере Земли

В атмосфере и ее облачном покрове поглощается около 18% солнечного излучения. Кроме того, ее активные компоненты: водяной пар, углекислота и озон – одновременно поглощают инфракрасное (тепловое) излучение земной поверхности, нагретой Солнцем. В результате в атмосфере возникает парниковый эффект и воздух прогревается, а благодаря конвективному перемешиванию воздушных масс в нижнем слое атмосферы – в ее тропосфере – устанавливается распределение температуры, близкое к адиабатическому. В тропосфере сконцентрировано около 80% атмосферного воздуха, ее толщина меняется от 8–10 км в приполярных районах, до 17–18 км у экватора и в среднем близка к 10–12 км. Среднее значение адиабатического градиента температуры влажной тропосферы приблизительно равно 6,5 К/км (для сухого воздуха – 9,8 К/км). В противоположность конвективному выносу тепла из тропосферы, основным механизмом переноса тепла в вышележащих слоях атмосферы (в стратосфере, мезосфере и термосфере) является радиационный (лучистый) перенос энергии.

Поэтому, распределение температуры в верхних слоях атмосферы становится более сложным (рис. 2.2). В результате радиационно-конвективного баланса атмосферы средняя температура на поверхности Земли равна 288 К, или +15 °С, хотя ее колебания в разных климатических зонах могут достигать 150 °С. Радиационная же температура Земли, т.е. температура, под которой Земля видна из космоса, равна 255 К, или –18 °С.

2.2.2. Гидросфера Земли

Земля – единственная планета Солнечной системы, на поверхности которой вода может находиться в жидком состоянии. Масса воды в современной гидросфере достигает $1,46 \cdot 10^{24}$ г. Большая ее часть сосредоточена в Мировом океане – $1,37 \cdot 10^{24}$ г, в материковых льдах – $0,023 \cdot 10^{24}$, а на пресные воды суши приходится только около $0,001 \cdot 10^{24}$ г воды. Помимо свободной воды на поверхности Земли часть ее, в виде грунтовых и поровых вод, пропитывает континентальную и океаническую кору. Суммарная масса таких вод, по-видимому, достигает $0,066 \cdot 10^{24}$ г. Средняя соленость океанических вод достигает 35‰ (промилле или тысячных долей), следовательно, в водах океана растворено около $0,048 \cdot 10^{24}$ г солей.

Кроме жидкой фазы, часть воды связана в гидросиликатах земной коры. По нашим оценкам в континентальной коре связано около $0,392 \cdot 10^{24}$ г воды, а в океанической коре – $0,321 \cdot 10^{24}$ г. Всего же на Земле в ее верхних геосферах – земной коре и гидросфере (влажностью атмосферы можно пренебречь) – сосредоточено примерно $2,173 \cdot 10^{24}$ г воды.

Воды океанов и морей покрывают около 2/3 всей поверхности Земли, суммарная площадь водной поверхности достигает 361,46 млн км², средняя глубина Мирового океана, с учетом глубин морей близка к 3,8 км. В океанской воде растворены практически все элементы таблицы Менделеева, но главными из них являются катионы (в промилле, ‰): $\text{Na}^+ = 10,764$; $\text{Mg}^{2+} = 1,297$; $\text{Ca}^{2+} = 0,408$ и $\text{K}^+ = 0,388$ и анионы: $\text{Cl}^- = 19,353$; $\text{SO}_4^{2-} = 2,701$; $\text{HCO}_3^- = 0,143$; $\text{CO}_3^{2-} = 0,070$; $\text{Br}^- = 0,066$; $\text{F}^- = 0,0013$; $\text{H}_3\text{BO}_3 = 0,0265$. В воде океанов растворены также некоторые газы. В верхних слоях океана в каждом литре воды в среднем содержится приблизительно 50 мл углекислого газа, 13 – азота, от 2 до 8 – кислорода, 0,32 мл аргона и незначительные количества других благородных газов. Известно, что растворимость газов в воде возрастает с уменьшением ее температуры, поэтому холодные океанические воды высоких широт насыщены растворенными газами в заметно большей степени, чем теплые воды тропических широт. Всего в океане растворено CO_2 около $1,4 \cdot 10^{20}$ г, т.е. почти в 60 раз больше, чем в атмосфере ($2,4 \cdot 10^{18}$ г). Кислорода в океане растворено около $8 \cdot 10^{18}$ г, или приблизительно в 150 раз меньше, чем его содержится в атмосфере ($1,19 \cdot 10^{21}$ г).

Океанская вода обладает слабой щелочной реакцией с $\text{pH} \approx 7,5-8,5$. Уровень такой щелочности поддерживается равновесием между карбонатом кальция осадков и растворенным в воде его бикарбонатом $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$: при избытке CO_2 карбонат растворяется и переходит в бикарбонат и, наоборот, при недостатке CO_2 бикарбонат переходит в карбонат и выпадает в осадок. В холодных глубинных водах современного океана растворение карбонатов начинается примерно на глубинах около 4,5 км, поэтому глубже этого уровня карбонатные осадки на океаническом дне в настоящее время не отлагаются.

Ежегодно реки сносят в океаны около $2,53 \cdot 10^{16}$ г/год терригенного материала с суши, из них примерно $(2,21 - 2,26) \cdot 10^{16}$ г/год приходится на взвесь, остальное – на растворенные и органические вещества.

2.3. Земная кора

Земная кора представляет собой верхний слой жесткой оболочки Земли – ее литосферы и отличается от подкорковых частей литосферы строением и химическим составом. Земная кора отделяется от подстилающей ее литосферной мантии границей Мохоровичича, на которой скорости распространения сейсмических волн скачком возрастают до 8,0–8,2 км/с.

Поверхность земной коры формируется за счет разнонаправленных воздействий тектонических движений, создающих неровности рельефа, денудации этого рельефа путем разрушения и выветривания слагающих его горных пород, и благодаря процессам осадконакопления. В результате постоянно формирующаяся и одновременно сглаживающаяся поверхность земной коры оказывается достаточно сложной. Максимальная контрастность рельефа наблюдается только в местах наибольшей современной тектонической активности Земли, например на активной континентальной окраине Южной Америки, где перепад уровней рельефа между Перуано-Чилийским глубоководным желобом и вершинами Анд достигает 16–17 км. Значительные контрасты высот (до 7–8 км) и большая расчлененность рельефа наблюдаются в современных зонах столкновения континентов, например в Альпийско-Гималайском складчатом поясе.

В обоих этих случаях предельные перепады высот рельефа определяются не только интенсивностью тектонических деформаций земной коры и скоростью ее денудации, но и реологическими свойствами коровых пород, переходящих под влиянием избыточных и некомпенсированных напряжений в пластичное состояние. Поэтому крупные перепады рельефа в гравитационном поле Земли приводят к появлению избыточных напряжений, превышающих пределы пластичности пород, и к пластическому растеканию слишком крупных неровностей рельефа.

Более древние горные пояса, например герцинского возраста, такие, как Урал и Аппалачи, уже денудированы настолько, что перепады высот в них не превышают 1–2 км. Еще значительно выровнены каледонские и тем более протерозойские складчатые зоны, часто практически совсем не выделяемые в рельефе. Вместе с тем в аккумулятивных депрессиях и впадинах Земли постоянно накапливаются осадочные толщи, погребая под собой формы рельефа коренных пород земной коры.

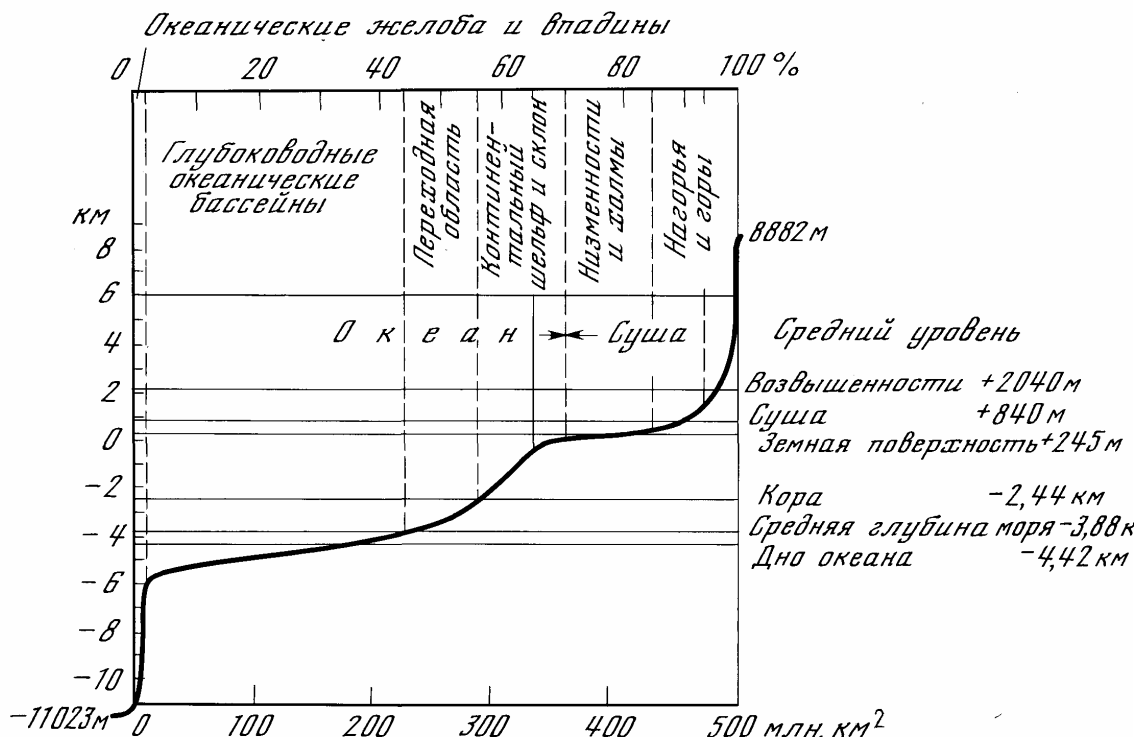


Рис. 2.3. Гипсометрическая кривая поверхности земной коры

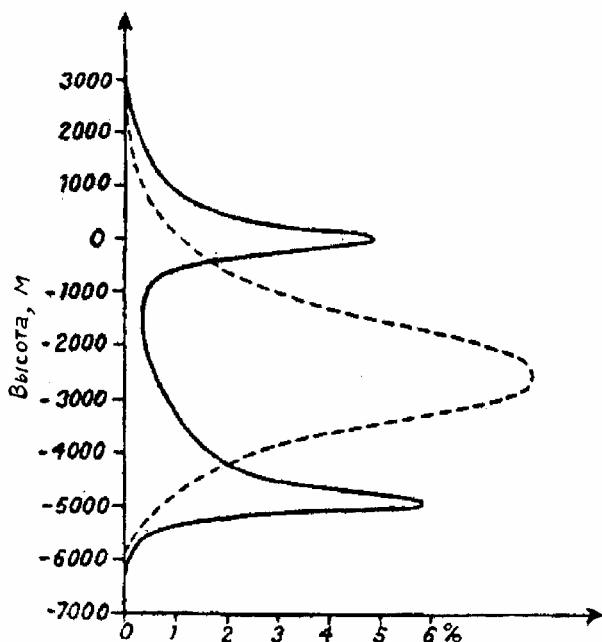


Рис.2.4. Дифференциальная форма гипсометрической кривой поверхности земной коры (по А. Вегенеру), пунктиром показано распределение Гаусса

В обобщенном виде рельеф земной коры (поверхность Земли) описывается гипсометрической кривой (рис. 2.3). По вертикали на ней отложены высоты рельефа твердой поверхности Земли, а по горизонтали – суммарная площадь районов, превышающих данный уровень. Очень наглядна другая, дифференциальная форма гипсометрической кривой, предложенная А. Вегенером и показывающая, какая доля земной поверхности расположена на данной высотной отметке (рис. 2.4). Интерпретируя эту кривую, А. Вегенер еще в 1915 г. пришел к правильному выводу, что двугорбый характер гипсометрической кривой свидетельствует о существовании двух типов земной коры – более плотной базальтовой коры под океанами и гранитной коры под континентами.

2.3.1. Океаническая кора

Океаническая кора примитивна по своему составу и, по существу, представляет собой верхний дифференцированный слой мантии, перекрытый сверху тонким слоем пелагических осадков. В океанической коре обычно выделяют три слоя, первый из них (верхний) – осадочный.

В основании осадочного слоя часто залегают тонкие и не выдержанные по простиранию металлоносные осадки с преобладанием в них окислов железа. Нижняя часть осадочного слоя обычно сложена карбонатными осадками, отложившимися на глубинах менее 4–4,5 км. На больших глубинах карбонатные осадки, как правило, не отлагаются, поскольку слагающие их микроскопические раковины одноклеточных организмов (фораминифер и коколитофарид) при давлениях выше 400–450 атм легко растворяются в морской воде. По этой причине в океанических впадинах на глубинах больше 4–4,5 км верхняя часть осадочного слоя сложена в основном только бескарбонатными осадками – красными глубоководными глинами и кремнистыми илами. Возле островных дуг и вулканических островов в разрезе осадочной толщи часто встречаются линзы и прослои вулканогенных отложений, а вблизи дельт крупных рек – и терригенные осадки. В открытых океанах толщина осадочного слоя возрастает от гребней срединно-океанических хребтов, где осадков почти нет, к их периферийным частям. Средняя мощность осадков невелика и, по оценкам А.П. Лисицына, близка к 0,5 км, возле же континентальных окраин атлантического типа и в районах крупных речных дельт она

возрастает до 10–12 км. Связано это с тем, что практически весь терригенный материал, сносимый с суши, благодаря процессам лавинной седиментации отлагается в прибрежных участках океанов и на материковых склонах континентов.

Второй, или базальтовый, слой океанической коры в верхней части сложен базальтовыми лавами толеитового состава (рис. 2.5). Изливаясь в подводных условиях, эти лавы приобретают причудливые формы гофрированных труб и подушек, поэтому они и называются подушечными лавами. Ниже располагаются долеритовые дайки того же толеитового состава, представляющие собой бывшие подводные каналы, по которым базальтовая магма в рифтовых зонах изливалась на поверхность океанского дна. Базальтовый слой океанической коры обнажается во многих местах океанского дна, примыкающих к гребням срединно-океанических хребтов и оперяющих их трансформных разломов. Этот слой был подробно изучен как традиционными методами исследования океанского дна (драгирование, отбор проб грунтовыми трубками, фотографирование), так и с помощью подводных обитаемых аппаратов, позволяющих геологам наблюдать геологическое строение исследуемых объектов и проводить целенаправленный отбор образцов пород. Кроме того, за последние 20 лет поверхность базальтового слоя и верхние его слои были вскрыты многочисленными скважинами глубоководного бурения, одна из которых даже прошла слой подушечных лав и вошла в долериты дайкового комплекса. Общая мощность базальтового, или второго, слоя океанической коры, судя по сейсмическим данным, достигает 1,5, иногда 2 км.

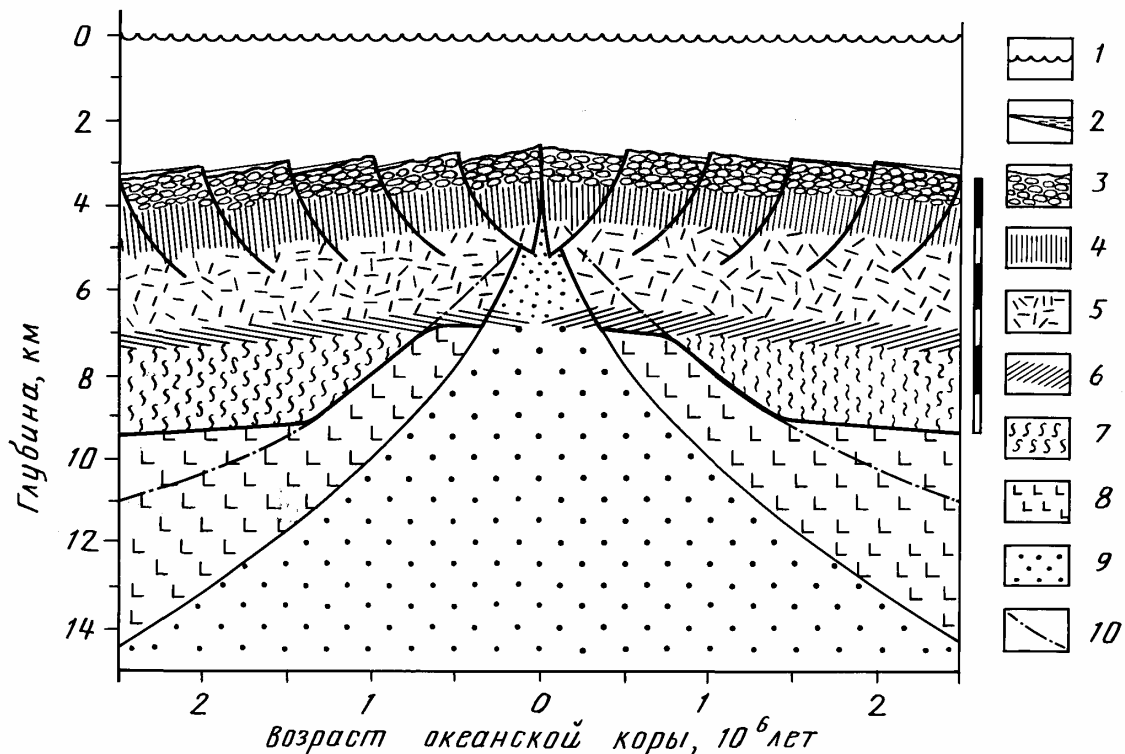


Рис. 2.5. Строение рифтовой зоны и океанической коры: 1 – уровень океана; 2 – осадки; 3 – подушечные базальтовые лавы (слой 2а); 4 – дайковый комплекс, долериты (слой 2б); 5 – габбро; 6 – расслоенный комплекс; 7 – серпентиниты; 8 – лерцолиты литосферных плит; 9 – астеносфера; 10 – изотерма 500 °С (начало серпентинизации)

Частые находки в пределах крупных трансформных разломов включений габбро толеитового состава говорят о том, что в состав океанической коры входят и эти плотные и крупнокристаллические породы. Строение офиолитовых покровов в складчатых поясах Земли, как известно, представляют собой фрагменты древней океанической коры, надвинутой в этих

поясах на бывшие края континентов. Поэтому можно заключить, что дайковый комплекс в современной океанической коре (как и в офиолитовых покровах) снизу подстилается слоем габбро, слагающим собой верхнюю часть третьего слоя океанической коры (слой 3 а). На некотором удалении от гребней срединно-океанических хребтов, судя по сейсмическим данным, прослеживается и нижняя часть этого слоя коры. Многочисленные находки в крупных трансформных разломах серпентинитов, отвечающих по составу гидратированным перидотитам и аналогичным по строению серпентинитам офиолитовых комплексов, позволяют считать, что нижняя часть океанической коры также сложена серпентинитами. По сейсмическим данным, мощность габбро-серпентинитового (третьего) слоя океанической коры достигает 4,5–5 км. Под гребнями срединно-океанических хребтов мощность океанической коры обычно сокращается до 3–4 и даже до 2–2,5 км непосредственно под рифтовыми долинами.

Общая мощность океанической коры без осадочного слоя, таким образом, достигает 6,5 – 7 км. Снизу океаническая кора подстилается кристаллическими породами верхней мантии, слагающими подкоровые участки литосферных плит. Под гребнями срединно-океанических хребтов океаническая кора залегает непосредственно над очагами базальтовых расплавов, выделившихся из вещества горячей мантии (из астеносферы).

Площадь океанической коры приблизительно равна $3,06 \cdot 10^{18} \text{ см}^2$ (306 млн км²), средняя плотность океанической коры (без осадков) близка к $2,9 \text{ г/см}^3$, следовательно, массу консолидированной океанической коры можно оценить значением $(5,8-6,2) \cdot 10^{24} \text{ г}$. Объем и масса осадочного слоя в глубоководных котловинах мирового океана, по оценке А.П. Лисицына, составляет соответственно 133 млн км³ и около $0,1 \cdot 10^{24} \text{ г}$. Объем осадков, сосредоточенных на шельфах и материковых склонах, несколько больший – около 190 млн км³, что в пересчете на массу (с учетом уплотнения осадков) составляет примерно $(0,4-0,45) \cdot 10^{24} \text{ г}$.

Океанское дно, представляющее собой поверхность океанической коры, имеет характерный рельеф. В абиссальных котловинах океанское дно залегает на глубинах около 6–6,5 км, тогда как на гребнях срединно-океанических хребтов, иногда расчлененных крутыми ущельями, рифтовыми долинами, глубины океана уменьшаются до 2–2,5 км. В некоторых местах океанское дно выходит на дневную поверхность Земли, например, на о. Исландия и в провинции Афар (Северная Эфиопия). Перед островными дугами, окружающими западную периферию Тихого океана, северо-восток Индийского океана, перед дугой Малых Антильских и Южно-Сандвичевых островов в Атлантике, а также перед активной окраиной континента в Центральной и Южной Америке океаническая кора прогибается и ее поверхность погружается на глубины до 9–10 км, уходя далее под эти структуры и формируя перед ними узкие и протяженные глубоководные желоба.

Океаническая кора формируется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов за счет происходящей под ними сепарации базальтовых расплавов из горячей мантии (из астеносферного слоя Земли) и их излияния на поверхность океанического дна. Ежегодно в этих зонах поднимается из астеносферы, изливается на океанское дно и кристаллизуется не менее $5,5-6 \text{ км}^3$ базальтовых расплавов, формирующих собой весь второй слой океанической коры (с учетом же слоя габбро объем внедряемых в кору базальтовых расплавов возрастает до 12 км^3). Эти грандиозные тектономагматические процессы, постоянно развивающиеся под гребнями срединно-океанических хребтов, не имеют себе равных на суше и сопровождаются повышенной сейсмичностью (рис. 2,6).

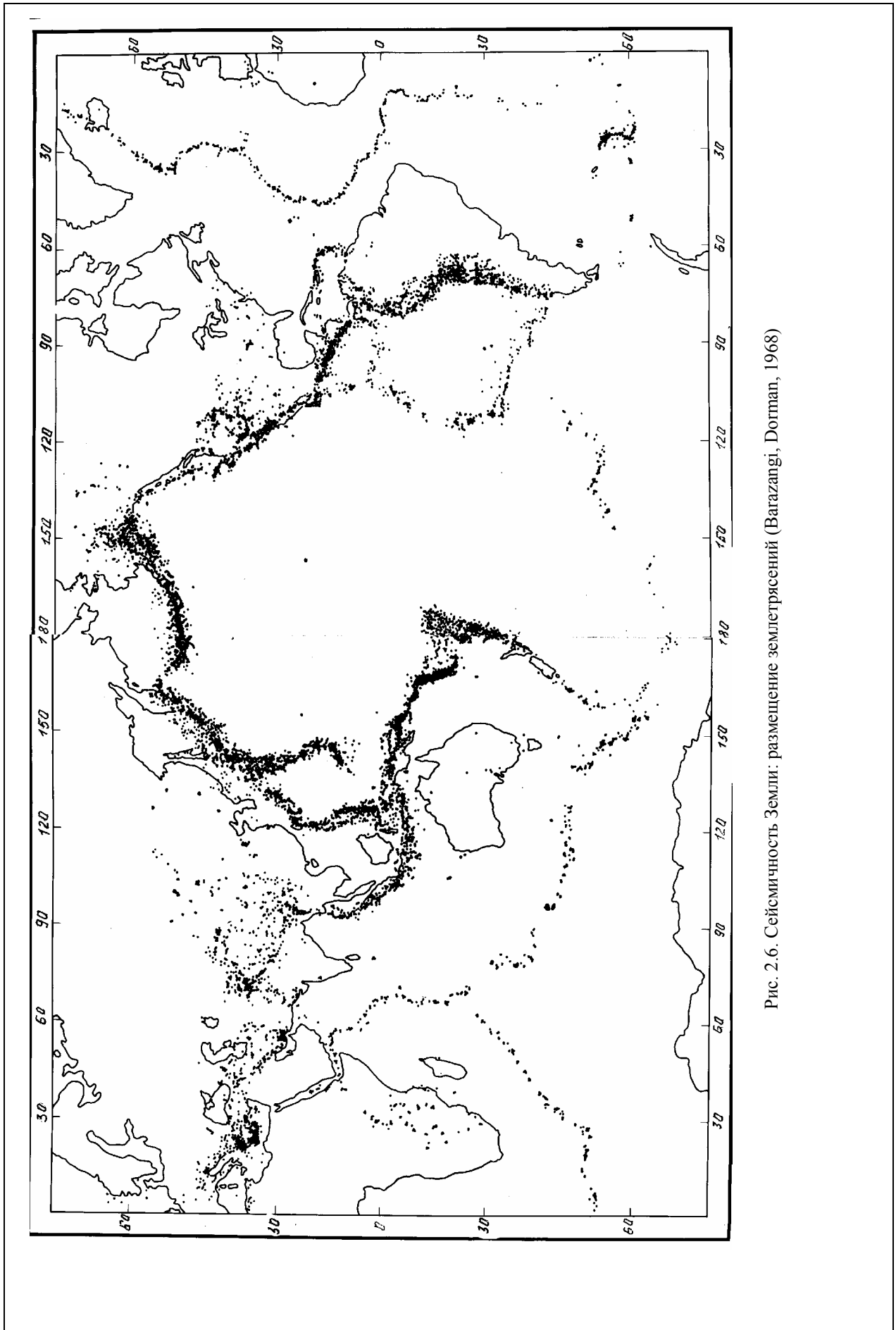


Рис. 2.6. Сейсмичность Земли: размещение землетрясений (Barazangi, Dogman, 1968)

В рифтовых зонах, расположенных на гребнях срединно-океанических хребтов, происходит растяжение и раздвижение дна океанов. Поэтому все такие зоны отмечаются частыми, но мелкофокусными землетрясениями с доминированием разрывных механизмов смещений. В противоположность этому под островными дугами и активными окраинами континентов, т.е. в зонах поддвига плит, обычно происходят более сильные землетрясения с доминированием механизмов сжатия и сдвига. По сейсмическим данным, погружение океанической коры и литосферы прослеживается в верхней мантии и мезосфере до глубин около 600–700 км (рис. 2.7). По данным же томографии, погружение океанических литосферных плит прослежено до глубин около 1400–1500 км и, возможно, глубже – вплоть до поверхности земного ядра.

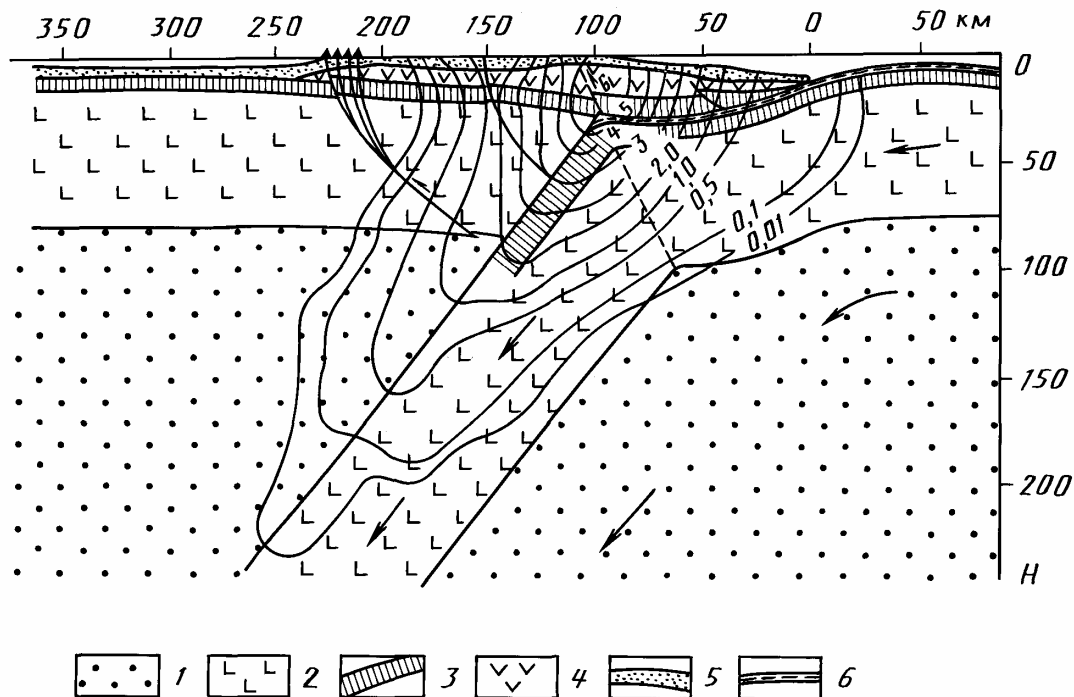


Рис. 2.7. Строение зоны поддвига плит в районе Курильских островов: 1 – астеносфера; 2 – литосфера; 3 – океаническая кора; 4 – 5 – осадочно-вулканогенная толща; 6 – океанические осадки; изолиниями показана сейсмическая активность в единицах A_{10} (Федотов и др., 1969); β – угол падения зоны Вадати – Бенъефа; α – угол падения зоны пластических деформаций

Океанскому дну присущи характерные и достаточно контрастные полосчатые магнитные аномалии, обычно располагающиеся параллельно гребням срединно-океанических хребтов (рис. 2.8). Происхождение этих аномалий связано со способностью базальтов океанского дна при остывании намагничиваться магнитным полем Земли, запоминая тем самым направление этого поля в момент их излияния на поверхность океанского дна. Учитывая теперь, что геомагнитное поле с течением времени многократно меняло свою полярность, английским ученым Ф. Вайну и Д. Мэтьюзу еще в 1963 г. впервые удалось датировать отдельные аномалии и показать, что на разных склонах срединно-океанических хребтов эти аномалии оказываются приблизительно симметричными по отношению к их гребням. В результате им удалось восстановить основные закономерности перемещений плит на отдельных участках океанической коры в Северной Атлантике и показать, что океанское дно приблизительно симметрично раздвигается в стороны от гребней срединно-океанических хребтов со скоростями порядка нескольких сантиметров в год. В дальнейшем аналогичные исследования были

проведены по всем акваториям Мирового океана, и везде эта закономерность была подтверждена. Более того, подробное сопоставление магнитных аномалий океанского дна с геохронологией перемагничивания континентальных пород, возраст которых был известен по другим данным, позволило распространить датировку аномалий на весь кайнозой, а потом и на поздний мезозой. В результате был создан новый и надежный палеомагнитный метод определения возраста океанского дна.

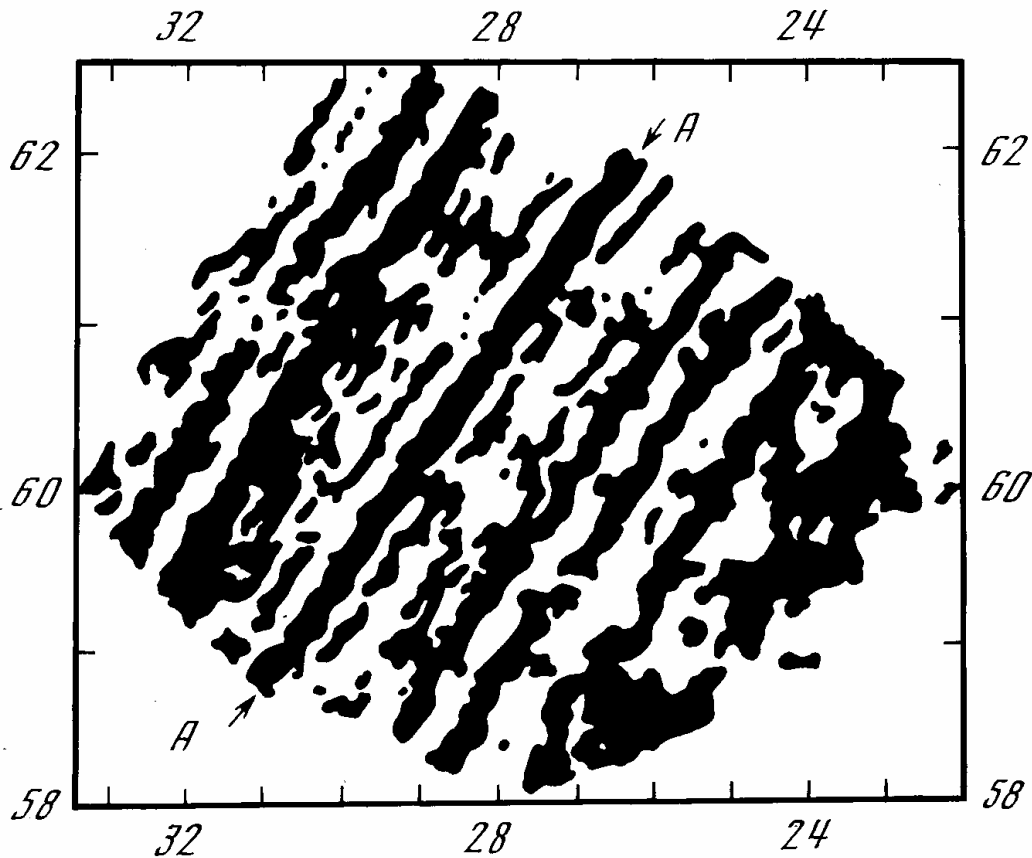


Рис. 2.8. Карта аномалий магнитного поля в районе подводного хребта Рейкьянес в Северной Атлантике (Heirtzler et al., 1966). Положительные аномалии обозначены черным; АА – нулевая аномалия рифтовой зоны

Использование этого метода привело к подтверждению высказывавшихся ранее идей о сравнительной молодости океанского дна: палеомагнитный возраст всех без исключения океанов оказался только кайнозойским и позднемезозойским (рис. 2.9). В дальнейшем этот вывод был блестяще подтвержден и глубоководным бурением во многих точках океанского дна. При этом получалось, что возраст впадин молодых океанов (Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого) совпадают с возрастом их дна, возраст же древнего Тихого океана значительно превосходит возраст его дна. Действительно, впадина Тихого океана существует, по крайней мере, с позднего протерозоя (может быть, и ранее), а возраст наиболее древних участков дна этого океана не превышает 160 млн лет, тогда как его большая часть образовалась только в кайнозое, т.е. моложе 67 млн лет.

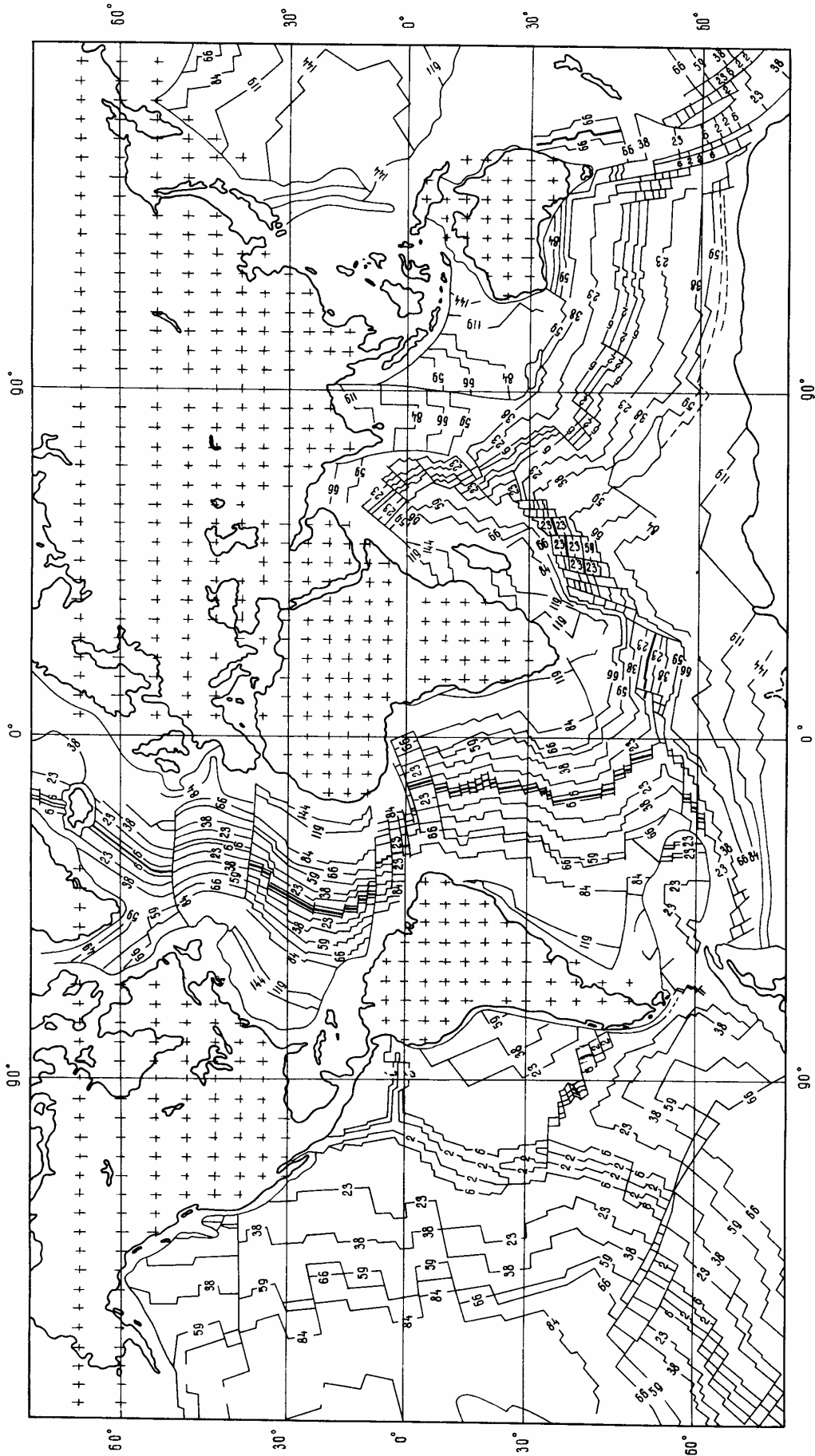


Рис. 2.9 Карта возраста дна океана в миллионах лет, по (Larson, Pitman et al., 1985)

“Конвейерный” механизм обновления океанского дна с постоянным погружением более древних участков океанической коры и накопившихся на ней осадков в мантию под островными дугами объясняет, почему за время жизни Земли океанические впадины так и не успели засыпаться осадками. Действительно, при современных темпах засыпки океанических впадин с суши терригенными осадками $2,2 \cdot 10^{16}$ г/год весь объем этих впадин, примерно равный $1,37 \cdot 10^{24}$ см³, оказался бы полностью засыпанным приблизительно через 1,2 млрд лет. Сейчас можно с большой уверенностью утверждать, что континенты и океанические бассейны совместно существуют около 3,8 млрд лет и никакой значительной засыпки их впадин за это время не произошло. Более того, после проведения буровых работ во всех океанах теперь мы достоверно знаем, что на океанском дне не существует осадков древнее 160–190 млн лет. Но такое может наблюдаться только в одном случае – в случае существования эффективного механизма удаления осадков из океанов. Этим механизмом, как теперь известно, является процесс затягивания осадков под островные дуги и активные окраины континентов в зонах поддвига плит, где эти осадки переплавляются и вновь прилегают в виде гранитоидных интрузий к формирующейся в этих зонах континентальной коре. Такой процесс переплавления терригенных осадков и повторного приращения их материала к континентальной коре называется рециклингом осадков.

2.3.2. Континентальная кора

Континентальная кора как по составу, так и по строению резко отличается от океанической. Ее мощность меняется от 20–25 км под островными дугами и участками с переходным типом коры до 80 км под молодыми складчатыми поясами Земли, например под Андами или Альпийско-Гималайским поясом. В среднем мощность континентальной коры под древними платформами приблизительно равна 40 км, а ее масса, включая субконтинентальную кору, достигает $2,25 \cdot 10^{25}$ г. Рельеф континентальной коры весьма сложен. Однако в нем выделяются обширные заполненные осадками равнины, обычно расположенные над протерозойскими платформами, выступы наиболее древних (архейских) щитов и горные системы более молодого возраста. Рельефу континентальной коры присущи и максимальные перепады высот, достигающие 16–17 км от подножий континентальных склонов в глубоководных желобах до высочайших горных вершин.

Строение континентальной коры очень неоднородное, однако, как и в океанической коре, в ее толще, особенно в древних платформах, иногда выделяются три слоя: верхний осадочный и два нижних, сложенных кристаллическими породами. Под молодыми подвижными поясами строение коры оказывается более сложным, хотя общее ее расчленение приближается к двухслойному.

Осадочный слой на континентах изучен достаточно полно как с помощью геофизических методов разведки, так и прямым бурением. Строение поверхности консолидированной коры в местах ее обнажения на древних щитах изучалось как прямыми геологическими, так и геофизическими методами, а на континентальных платформах, перекрытых осадками, – в основном геофизическими методами исследования. Так, было установлено, что скорости сейсмических волн в слоях земной коры нарастают сверху вниз от 2–3 до 4,5–5,5 км/с в низах осадочной толщи; до 6–6,5 км/с в верхнем слое кристаллических пород и до 6,6–7,0 км/с в нижнем слое коры. Почти повсеместно континентальная кора, как и океаническая, подстилается высокоскоростными породами границы Мохоровичича со скоростями сейсмических волн от 8,0 до 8,2 км/с, но это уже свойства подкоровой литосферы, сложенной породами мантии.

Мощность верхнего осадочного слоя континентальной коры меняется в широких пределах – от нуля на древних щитах до 10–12 и даже 15 км на пассивных окраинах континентов и в краевых прогибах платформ. Средняя мощность осадков на стабильных протерозойских платформах обычно близка к 2–3 км. Среди осадков на таких платформах преобладают глинистые отложения и карбонаты мелководных морских бассейнов. В краевых прогибах и на пассивных окраинах континентов атлантического типа осадочные разрезы обычно начинаются

с грубообломочных фаций, сменяемых выше по разрезу песчано-глинистыми отложениями и карбонатами прибрежных фаций. Как в основании, так и в самых верхних частях разрезов осадочных толщ краевых прогибов иногда встречаются хемогенные осадки — эвапориты, отмечающие собой условия осадконакопления в узких полузамкнутых морских бассейнах с аридным климатом. Обычно такие бассейны возникают только на начальной или конечной стадии развития морских бассейнов и океанов, если, конечно, эти океаны и бассейны в моменты своего образования или закрытия располагались в поясах аридного климата. Примерами отложения таких формаций на ранних стадиях формирования океанических бассейнов могут служить эвапориты в основании осадочных разрезов шельфовых зон Африки в Атлантическом океане и соленосные отложения Красного моря. Примерами отложения соленосных формаций, приуроченных к закрывающимся бассейнам, служат эвапориты реногерцинской зоны в Германии и пермские соленосно-гипсоносные толщи в Предуральском краевом прогибе на востоке Русской платформы.

Верхняя часть разреза консолидированной континентальной коры обычно представлена древними, в основном докембрийскими породами гранитоидного состава или чередованием гранитоидов с поясами зеленокаменных пород основного состава. Иногда эту часть разреза жесткой коры называют “гранитным” слоем, подчеркивая тем самым преобладание в нем пород гранитоидного ряда и подчиненность базальтоидов. Породы “гранитного” слоя обычно бывают преобразованы процессами регионального метаморфизма до амфиболитовой фации включительно. Верхняя часть этого слоя всегда представляет собой денудационную поверхность, по которой когда-то происходил размыв тектонических структур и магматических образований древних складчатых (горных) поясов Земли. Поэтому вышележащие осадки на коренных породах континентальной коры всегда залегают со структурным несогласием и обычно с большим временным сдвигом по возрасту.

В более глубоких частях коры (приблизительно на глубинах около 15–20 км) часто прослеживается рассеянная и непостоянная граница, вдоль которой скорость распространения продольных волн возрастает примерно на 0,5 км/с. Это так называемая граница Конрада, оконтуривающая сверху нижний слой континентальной коры, иногда условно называемый “базальтовым”, хотя определенных данных о его составе у нас еще очень мало. Скорее всего нижние части континентальной коры сложены породами среднего и основного состава, метаморфизованными до амфиболитовой или даже до гранулитовой фации (при температурах более 600 °С и давлении выше 3–4 кбар). Не исключено, что в основании тех блоков континентальной коры, которые формировались в свое время за счет столкновений островных дуг, могут залежать фрагменты древней океанической коры, включающие в себя не только основные, но и серпентинизированные ультраосновные породы.

Гетерогенность континентальной коры особенно ярко видна даже при простом взгляде на геологическую карту материков. Обычно отдельные и тесно переплетенные неоднородные по составу и строению блоки коры представляют собой разновозрастные геологические структуры – остатки древних складчатых поясов Земли, последовательно примыкавших друг к другу в процессе роста континентальных массивов. Иногда такие структуры, наоборот, являются следами бывших расколов древних материков (например, авлакогены). Контактируют между собой такие блоки обычно по шовным зонам, часто называемым не очень удачно глубинными разломами.

Проведенные в последнее десятилетие исследования глубинного строения континентальной коры сейсмическим методом отраженных волн с накоплением сигналов (проект СОСОРТ) показали, что шовные зоны, разделяющие разновозрастные складчатые пояса, представляют собой, как правило, гигантские надвиги-взбросы. Крутые в верхних частях коры надвиговые поверхности с глубиной быстро выполаживаются. По горизонтали такие надвиговые структуры часто прослеживаются на многие десятки и до сотни километров, тогда как по глубине они иногда подходят к самому основанию континентальной коры, маркируя

собой древние и ныне уже отмершие зоны поддвига литосферных плит или сопряженные с ними вторичные надвиги.

2.4. Мантия Земли

Силикатная оболочка Земли, ее мантия, расположена между подошвой земной коры и поверхностью земного ядра на глубинах около 2900 км. Обычно по сейсмическим данным мантию делят на верхнюю (слой В), до глубины 400 км, переходный слой Голицына (слой С) в интервале глубин 400–1000 км и нижнюю мантию (слой D) с подошвой на глубине примерно 2900 км. Под океанами в верхней мантии выделяется еще и слой пониженных скоростей распространения сейсмических волн – волновод Гутенберга, обычно отождествляемый с астеносферой Земли, в которой мантийное вещество находится в частично расплавленном состоянии. Под континентами зона пониженных скоростей, как правило, не выделяется либо слабо выражена.

В состав верхней мантии обычно включаются и подкоровые части литосферных плит, в которых мантийное вещество охлаждено и полностью раскристаллизовано. Под океанами мощность литосферы меняется от нуля под рифтовыми зонами до 60–70 км под абиссальными котловинами океанов. Под континентами толщина литосферы может достигать 200–250 км.

Наши сведения о строении мантии и земного ядра, а также о состоянии вещества в этих геосферах получены в основном по сейсмологическим наблюдениям, путем интерпретации годографов сейсмических волн с учетом известных уравнений гидростатики, связывающих между собой градиенты плотности и значения скоростей распространения продольных и поперечных волн в среде. Методика эта была разработана известными геофизиками Г. Джефрисом, Б. Гутенбергом и особенно К. Булленом еще в середине 40-х годов и затем существенно усовершенствована К. Булленом и другими сейсмологами. Построенные по этой методике распределения плотности в мантии для нескольких наиболее популярных моделей Земли в сопоставлении с данными ударного сжатия силикатов (модель НС-1) приведены на рис. 2.10.

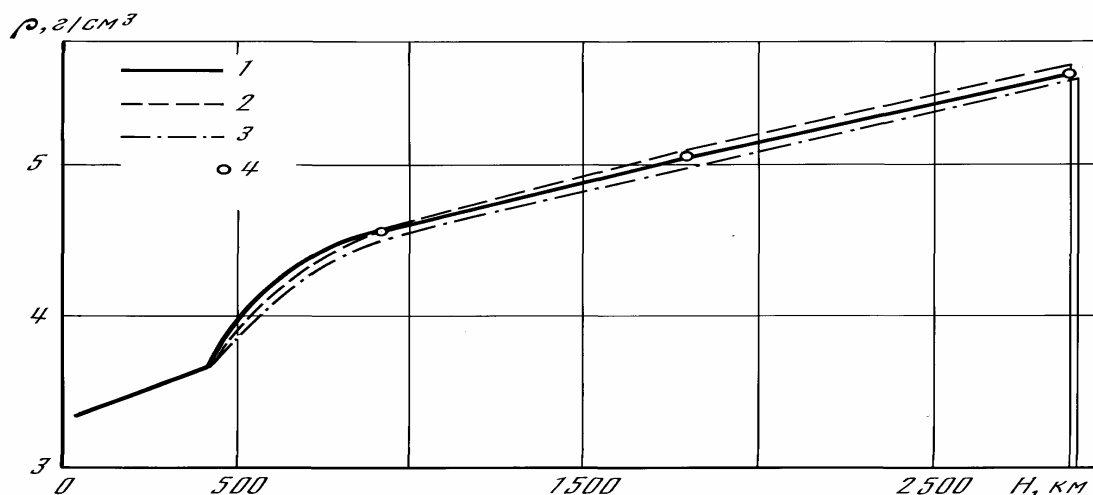


Рис. 2.10. Распределение плотности в мантии Земли по разным моделям: 1 – модель Наймарка–Сорохтина (1977а); 2 – модель Буллена А1 (1966); 3 – модель Жаркова "Земля-2" (Жарков и др., 1971); 4 – пересчет данных Панькова и Калинина (1975) на состав перцолитов при адиабатическом распределении температуры

Как видно из рисунка, плотность верхней мантии (слоя В) с глубиной увеличивается от 3,3–3,32 примерно до 3,63–3,70 г/см³ на глубине около 400 км. Далее в переходном слое Голицына (слое С) градиент плотности резко возрастает и плотность повышается до 4,55–4,65 г/см³ на глубине 1000 км. Слой Голицына постепенно переходит в нижнюю мантию, плотность

которой плавно (по линейному закону) возрастает до 5,53–5,66 г/см³ на глубине ее подошвы около 2900 км.

Увеличение плотности мантии с глубиной объясняется уплотнением ее вещества под влиянием все возрастающего давления вышележащих мантийных слоев, достигающего на подошве мантии значений 1,35–1,40 Мбар. Особенно заметное уплотнение силикатов мантийного вещества происходит в интервале глубин 400–1000 км. Как показал А. Рингвуд, именно на этих глубинах многие минералы испытывают полиморфные превращения. В частности, наиболее распространенный в мантии минерал оливин приобретает кристаллическую структуру шпинели, а пироксены – ильменитовую, а затем и плотнейшую перовскитовую структуру. На еще больших глубинах большинство силикатов, за исключением, вероятно, только энстатита, распадаются на простые окислы с плотнейшей упаковкой атомов в соответствующих им кристаллитах.

Факты движения литосферных плит и дрейфа континентов убедительно свидетельствуют о существовании в мантии интенсивных конвективных движений, неоднократно перемешивавших за время жизни Земли все вещество этой геосферы. Отсюда можно сделать вывод, что составы и верхней и нижней мантии в среднем одинаковые. Однако состав верхней мантии уверенно определяется по находкам ультраосновных пород океанической коры и составам офиолитовых комплексов. Изучая офиолиты складчатых поясов и базальты океанических островов, А. Рингвуд еще в 1962 г. предложил гипотетический состав верхней мантии, названный им пиrolитом, получаемый при смешении трех частей альпинотипного перидотита – габсбургита с одной частью гавайского базальта. Пиrolит Рингвуда близок по составу к океаническим лерцолитам, подробно изученным Л.В. Дмитриевым (1969, 1973). Но в противоположность пиrolиту океанический лерцолит является не гипотетической смесью пород, а реальной мантийной породой, поднявшейся из мантии в рифтовых зонах Земли и обнажающейся в трансформных разломах вблизи от этих зон. К тому же Л.В. Дмитриев показал комплиментарность океанических базальтов и реститовых (остаточных после выплавки базальтов) гарцбургитов по отношению к океаническим лерцолитам, доказав тем самым первичность лерцолитов, из которых, следовательно, выплавляются толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, а в остатке сохраняется реститовый гарцбургит. Таким образом, ближе всего составу верхней мантии, а следовательно, и всей мантии соответствует описанный Л.В. Дмитриевым океанический лерцолит, состав которого приведен в табл. 2.1.

Кроме того, признание существования в мантии конвективных движений позволяет определить и ее температурный режим, поскольку при конвекции распределение температуры в мантии должно быть близким к адиабатическому, т.е. к такому, при котором между смежными объемами мантии не происходит теплообмена, связанного с теплопроводностью вещества. В этом случае теплотери мантии происходят только в ее верхнем слое – через литосферу Земли, распределение температуры в которой уже резко отличается от адиабатического. Но адиабатическое распределение температуры легко рассчитывается по параметрам мантийного вещества.

Для проверки гипотезы о едином составе верхней и нижней мантии были проведены расчеты плотности океанического лерцолита, поднятого в трансформном разломе хребта Карлсберг в Индийском океане, по методике ударного сжатия силикатов до давлений около 1,5 Мбар. Для такого “эксперимента” вовсе не обязательно сжимать сам образец породы до таких высоких давлений, достаточно знать его химический состав и результаты ранее проведенных опытов по ударному сжатию отдельных порообразующих окислов. Результаты такого расчета, выполненного для адиабатического распределения температуры в мантии, были сопоставлены с известными распределениями плотности в этой же геосфере, но полученными по сейсмологическим данным (см. рис. 2.10). Как видно из приведенного сравнения, распределение плотности океанического лерцолита при высоких давлениях и адиабатической температуре неплохо аппроксимирует реальное распределение плотности в мантии, полученное по совершенно независимым данным. Это свидетельствует в пользу реальности сделанных

предположений о перцолитовом составе всей мантии (верхней и нижней) и об адиабатическом распределении температуры в этой геосфере. Зная распределение плотности вещества в мантии, можно подсчитать и ее массу: она оказывается равной $(4,03-4,04) \cdot 10^{27}$ г, что составляет 67,5% от общей массы Земли.

На подошве нижней мантии выделяется еще один мантийный слой толщиной около 200 км, обычно обозначаемый символом D", в котором уменьшаются градиенты скоростей распространения сейсмических волн и возрастает затухание поперечных волн. Более того, на основании анализа динамических особенностей распространения волн, отраженных от поверхности земного ядра, И.С. Берзон и ее коллегам (1968, 1972) удалось выделить тонкий переходный слой между мантией и ядром толщиной около 20 км, названный нами слоем Берзон, в котором скорость поперечных волн в нижней половине убывает с глубиной от 7,3 км/с практически до нуля. Снижение же скорости поперечных волн можно объяснить лишь уменьшением значения модуля жесткости, а следовательно, и уменьшением коэффициента эффективной вязкости вещества в этом слое.

Сама граница перехода от мантии к земному ядру при этом остается достаточно резкой. Судя по интенсивности и спектру отраженных от поверхности ядра сейсмических волн, толщина такого пограничного слоя не превышает 1 км.

2.5. Земное ядро

Земное ядро надежно выделяется по сейсмическим данным, и прежде всего по четкой тени на годографах рефрагированных в мантии сейсмических волн, по отраженным от его поверхности продольным и поперечным волнам и по полному затуханию во внешнем ядре поперечных волн. Скорость продольных волн в ядре при этом резко уменьшается примерно в 1,7 раза (рис. 2.11). Отсюда следует важный вывод, что вещество во внешней оболочке земного ядра (во внешнем ядре или слое E) – находится в жидком состоянии. С другой стороны, существование обменных волн, испытавших преобразование от продольных к поперечным и опять к продольным в центральных областях Земли и новое скачкообразное повышение скорости продольных волн в этих областях, свидетельствует о существовании у Земли еще и внутреннего, эффективно жесткого ядра.

Радиус внутреннего жесткого ядра (слой G) примерно равен 1200–1250 км, мощность переходного слоя между внутренним и внешним ядром (слой F) приблизительно 300–400 км, а радиус внешнего, жидкого ядра (слоя E) равен 3450–3500 км (соответственно глубины 2870–2920 км). Плотность “ядерного” вещества во внешнем ядре монотонно изменяется от 9,5–10,1 г/см³ на его поверхности до 11,4–12,3 г/см³ на подошве (см. рис. 2.13). Плотность вещества во внутреннем ядре возрастает примерно на 8–10% и в центре Земли достигает 13–14 г/см³. Масса земного ядра в разных моделях заключается в пределах $(1,91-1,94) \cdot 10^{27}$ г, что составляет 31–32% всей массы Земли.

Проведенная в конце 80-х годов А. Дзивонским и его коллегами сейсмическая томография земного ядра показала, что его поверхность неровная и на ней существуют заметные отклонения от равновесной фигуры эллипсоида вращения, достигающие $\pm(6-10)$ км (рис. 2.12). Выявленные неровности на поверхности земного ядра, вероятнее всего, отмечают собой корни восходящих и нисходящих конвективных потоков в нижней мантии, как это и предсказывалось нами ранее (1974, 1979), еще задолго до открытия самих неровностей. Действительно, под нисходящими конвективными потоками, т.е. под более тяжелыми участками мантии, обязательно должны возникать мантийные выступы или корни нисходящих потоков, вдавленные в вещество ядра, а под восходящими потоками, наоборот, должен наблюдаться подъем поверхности ядра.

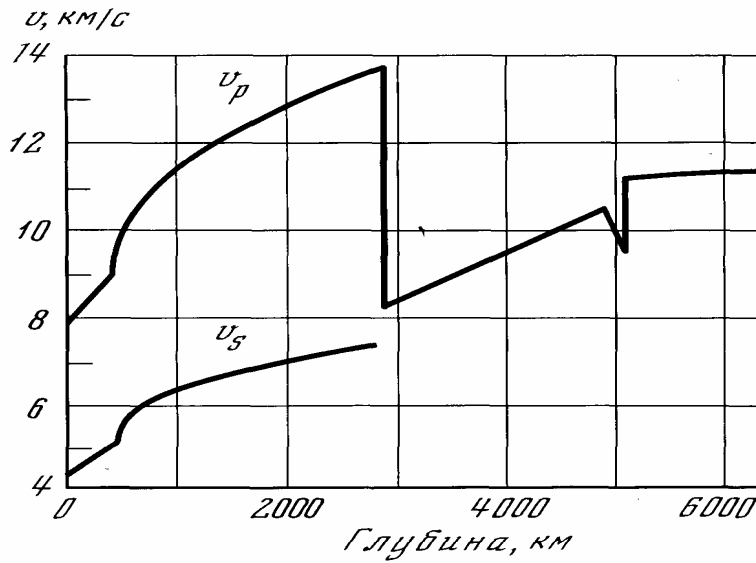


Рис. 2.11. Скорости распространения продольных v_p и поперечных v_s сейсмических волн в Земле

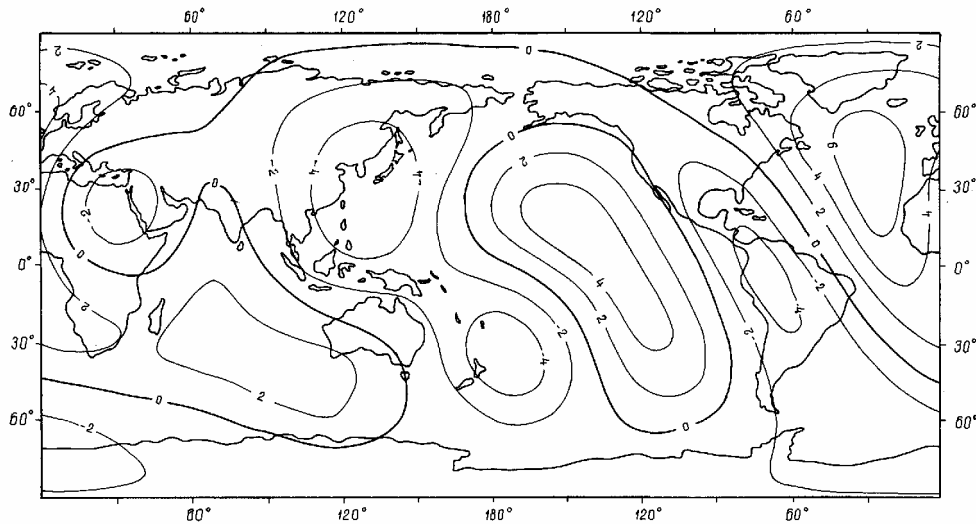


Рис. 2.12. Рельеф земного ядра по данным сейсмической томографии Земли (изолинии проведены через 2 км) (Morelli, Dziewonski, 1987)

Верхний предел вязкости вещества во внешнем жидком слое ядра можно оценить по степени поглощения продольных сейсмических волн, распространяющихся в этой геосфере. Таким путем было найдено, что средняя вязкость вещества в жидкой части ядра значительно ниже $\eta_c < 10^9$ П и вряд ли превышает 10^3 П (Жарков, 1983). На основании изучения переменных составляющих магнитного поля Земли и энергетического баланса геомагнитного динамо Д. Лопер (1975) пришел к выводу, что вязкость ядра, вероятно, приблизительно равна $\eta_c = 0,4$ П, т.е. близка к вязкости воды (10^{-2} П). Заметим попутно, что столь малая вязкость “ядерного” вещества во внешнем ядре говорит о его явном перегреве или, что то же, о его сравнительно низкой температуре плавления. Низкая вязкость вещества во внешнем ядре, безусловно, является необходимым условием генерации геомагнитного поля.

Внутреннее ядро, в котором содержится приблизительно $1,1 \cdot 10^{26}$ г вещества, или около 1,8% массы Земли, как уже отмечалось, является твердым образованием и скорее всего отличается по химическому составу от внешнего ядра.

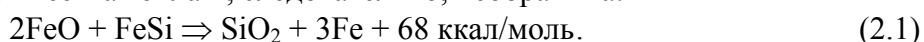
Тектоническая активность Земли, геохимическая эволюция мантии, ее дегазация и генетически связанные с ними процессы формирования океанов, атмосферы и земной коры с

присущими ей месторождениями полезных ископаемых, а также возникновение и развитие жизни на Земле, как это теперь все более четко выясняется, в конце концов приводятся в действие и управляются планетарным процессом выделения земного ядра. Но этот главный планетарный процесс глобальной эволюции Земли, в свою очередь, полностью определяется составом вещества земного ядра. Учитывая исключительную важность вопроса правильного определения химического состава “ядерного” вещества Земли, остановимся на нем несколько подробнее.

2.6. Состав земного ядра

Прямых данных о составе земного ядра нет. Тем не менее современные эксперименты с ударным сжатием металлов и их соединений, а в последние годы и данные статического сжатия этих веществ в сверхпрочных алмазных прессах с учетом данных о распространенности химических элементов в Солнечной системе и на Земле позволяют с высокой степенью достоверности считать, что в земном ядре содержится около 90% железа (Альтшулер и др., 1968). Однако внешнее ядро не может состоять только из чистого железа и тем более из его сплава с никелем, поскольку плотность железа и никелистого железа метеоритного состава при давлениях, господствующих в земном ядре, приблизительно на 10–15% выше плотности “ядерного” вещества во внешнем ядре Земли. Отсюда следует, что помимо железа в “ядерном” веществе должны содержаться легкие добавки, несколько снижающие плотность вещества.

Среди таких добавок в разное время рассматривались кремний, сера и кислород. Однако кремний – наименее вероятный компонент “ядерного” вещества по чисто термодинамическим причинам. Действительно, судя по составам наименее дифференцированных метеоритов – углистых хондритов 1-го типа, в холодном веществе протопланетного газопылевого облака в заметных количествах (до 25%) содержалась окись железа FeO, но в ее присутствии силициды железа FeSi₂ и FeSi неустойчивы и распадаются с образованием кремнезема SiO₂ и восстановлением железа до металлического состояния. Причем эта реакция происходит с выделением большого количества тепла и, следовательно, необратима:



Кроме того, нигде в метеоритном веществе, начиная от примитивных недифференцированных углистых хондритов, просто хондритов и кончая высокодифференцированными железоникелистыми метеоритами, силициды железа не встречаются.

При выборе наиболее вероятной легкой добавки в “ядерном” веществе между серой и кислородом следует учитывать как термодинамические условия формирования нашей планеты, так и условия выделения земного ядра на планетной стадии развития Земли.

Не вдаваясь в подробности процесса образования планет Солнечной системы, обратим внимание лишь на твердо установленные и наиболее общие закономерности распределения планетного вещества по мере удаления от Солнца. Так, резкие различия плотности планет Солнечной системы совершенно определенно говорят, что их аккреции предшествовала (или сопровождала ее) интенсивная сегрегация химического состава первичного протопланетного облака. Действительно, сейчас можно считать установленным общее уменьшение содержания железоникелевой фазы в планетах земной группы по мере их удаления от Солнца (кроме Луны, “сбросившей” свое железное ядро на Землю при разрушении ее родоначальной планеты – Протолуны на пределе Роша Земли; подробнее об этом см. гл. 3). Так, судя по плотности планет (с учетом их сжатия), Меркурий содержит около 65% железоникелевой фазы, Венера – 28,8, Земля (вместе со “сброшенным” на нее железом Протолуны) – 32,5, а Марс – 20%. С другой стороны, в атмосферах внешних планет сосредоточились огромные количества летучих компонент (H₂, He, CO₂, CH₄, H₂O, NH₃, N₂ и др.), иногда на порядок-два превосходящие массу силикатных ядер самих планет. Для сравнения отметим, что суммарная массы земной атмосферы и гидросферы составляет лишь 0,024% массы твердой Земли, для Венеры эта доля меньше – только 0,0085%.

Аналогичная сегрегация, лишь в несколько меньшей степени, должна была происходить и с легкоподвижными элементами, включая серу. Теперь, после проведения подробного фотографирования спутников Юпитера, достоверно известно, что поверхность одного из них, Ио, сплошь покрыта “океаном” серы. Это, по-видимому, убедительно говорит о выносе серы еще в процессе дифференциации протопланетного облака на периферию Солнечной системы. Следовательно, можно ожидать, что вещество планет земной группы еще до момента их аккреции было существенно обеднено серой, во всяком случае по сравнению со средним составом протопланетного облака.

Рассматривая этот вопрос, А. Рингвуд (1982) отмечает, что гипотеза вхождения серы в состав ядра встречает большие трудности в связи со значительным обеднением земного вещества рядом менее летучих, чем сера, элементов, например Cr, Mn, Na, K, F, Cs, Zn и Cl. Коэффициенты обеднения этими элементами по сравнению с их первичной распространенностью в углистых хондритах 1-го типа и на Солнце находятся в пределах от 0,3 до 0,03. Аналогичная картина наблюдается и во многих метеоритах. Например, обычные хондриты обеднены серой на 80%, тогда как Na, K, Rb, Mn и Cr в них сохранились почти полностью. Более того, железные метеориты содержат в среднем только около 1% серы, хотя при сегрегации железа в родительских телах если бы последние содержали средние (солнечные) концентрации серы (5–6%), большая ее часть должна была бы сконцентрироваться именно в металлической фазе в форме сульфида железа. В том случае концентрация серы в железных метеоритах была бы существенно выше 6%. Отсюда следует, что и земное вещество в целом по сравнению с солнечным веществом в несколько раз обеднено серой.

Вместе с тем следует признать, что, подобно углистым хондритам, земное вещество достаточно окислено. Во всяком случае, вещество современной мантии сравнительно полно окислено, хотя и не до предельного состояния, поскольку в нем $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 > 1$.

Таким образом, анализ данных сравнительной планетологии позволяет считать, что относительно среднего состава планет и метеоритов Солнечной системы Земля несколько обогащена железом (в 1,3–1,4 раза), существенно обеднена серой (в 10 раз) и другими подвижными элементами, очень обеднена летучими соединениями (в 10^5 – 10^7 раз) и характеризуется почти средним для Солнечной системы обилием кислорода (по отношению к кремнию).

Однако даже если бы потери серы из протопланетного облака в области формирования Земли не происходило и в ее составе наблюдалось бы среднее содержание элемента (около 5–6%), то и тогда этого количества серы не хватило бы на формирование земного ядра, так как в ядре состава FeS должно было бы содержаться по отношению к массе Земли около 11% серы. Но поскольку земное вещество все-таки было существенно обеднено серой, то оставшегося ее количества в Земле тем более не хватит для формирования у нее сульфидно-железного ядра. Одновременно с этим, сравнительно полное окисление мантийного вещества Земли позволяет предполагать существование окислов железа и в земном ядре.

Рассмотрим теперь чисто геофизическую и геологическую информацию о возможном составе легкой добавки к железу в “ядерном” веществе Земли. Подробный анализ энергетического баланса нашей планеты (см. гл. 4) показывает, что главным источником эндогенной энергии в современной Земле является процесс гравитационной дифференциации мантийного вещества, приводящий к выделению в центре планеты плотного земного ядра и к возбуждению в остаточной силикатной мантии конвективных движений. Благодаря этому процессу сегодня в мантии генерируется около $3 \cdot 10^{20}$ эрг/с гравитационной энергии, тогда как на долю распада радиоактивных элементов приходится только около $0,35 \cdot 10^{20}$ эрг/с тепловой энергии (остальная и большая часть радиогенной энергии, приблизительно $0,9 \cdot 10^{20}$ эрг/с, выделяется в земной коре). Расчеты показывают, что в этом случае в настоящее время из мантии в ядро переходит приблизительно 150 млрд т/год “ядерного” вещества. Но единственными подходящими на эту роль компонентами в современной мантии Земли являются окислы железа FeO и Fe₂O₃, суммарное содержание которых в ее веществе сейчас

достигает приблизительно 8%. В противоположность этому, концентрация сульфидов железа в современной ювенильной мантии не превышает 0,1%. Следовательно, и с этой точки зрения легкой добавкой к железу в земном ядре скорее всего является кислород.

Из наиболее вероятного процесса гомогенной аккреции планет вытекает, что молодая Земля сразу после своего образования была однородной по составу и лишенной плотного ядра планетой. Изучение процесса расслоения Земли, а также изотопно-свинцовые отношения в земных породах показывают, что ядро выделялось постепенно. Отсюда следует, что все “ядерное” вещество, ныне находящееся в ядре, в начале геологической истории Земли было более или менее равномерно рассеяно по первичной мантии. Но поскольку самые древние породы коры так или иначе произошли в результате их выделения из мантии, можно ожидать, что в их составе в избытке должны находиться и компоненты, ныне опустившиеся в земное ядро. В ультраосновных и основных породах архея обычно наблюдаются повышенные содержания FeO, а в древних базальтах Гренландии на о. Диско встречается даже самородное железо. Но никаких заметных аномалий концентрации серы в архейских породах не наблюдается. Удельный же вес сульфидной металлогении того времени по сравнению с общей массой содержащихся в породах окислов железа ничтожно мал. Следовательно, геологические данные также свидетельствуют в пользу окисно-железного, а не сульфидного состава земного ядра.

Учитывая приведенные выше данные и соображения, еще в 1971 г. О.Г. Сорохтиным была предложена и обоснована гипотеза окисно-железного состава внешнего жидкого ядра Земли. Внутреннее же твердое ядро при этом по традиции принималось состоящим из железоникелевого сплава метеоритного состава $Fe_{0,9}Ni_{0,1}$. В дальнейшем эта гипотеза была воспринята и поддержана К. Булленом (1973) и А. Рингвудом (1977).

Для определения стехиометрии соединения железа с кислородом при высоких давлениях необходимо напомнить, что железо относится к переходной группе элементов с полностью заполненной внешней электронной оболочкой $4s^2$ и частично вакантной внутренней $3d^6$ электронной оболочкой. Напомним, что электроны в атомах могут находиться только на определенных энергетических уровнях и группируются в электронных оболочках, обозначаемых латинскими буквами s, p, d, f и т.д., тогда как номер оболочки обозначается цифрами. В каждой атомной оболочке нейтрального атома может находиться не более определенного количества электронов: в s-оболочке — не более двух электронов, в p-оболочке — не более 6 электронов, в d-оболочке — 10 электронов, в f-оболочке — 14 электронов и т.д. Число электронов, находящихся в данной оболочке, обычно отмечается числовым индексом над обозначением оболочки. Например, атомный номер железа равен 26, следовательно, у каждого нейтрального атома железа имеется 26 электронов, сгруппированных в семи электронных оболочках следующим образом: $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 3d^6 4s^2$. Химические связи элемента могут возникать только с электронами, находящимися во внешних и не полностью заполненных оболочках. По этой причине при характеристике химических свойств конкретных элементов внутренние, полностью заполненные электронами оболочки, обычно не отмечаются. В этом случае электронную конфигурацию железа можно обозначить $3d^6 4s^2$.

Поскольку внешняя электронная оболочка железа $4s$ полностью заполнена электронами, то при нормальных давлениях все химические свойства этого элемента определяются только вакантными электронными уровнями оболочки $3d$. Однако известно, что под влиянием высоких давлений в атомах переходных металлов возникают электронно-фазовые перестройки, в результате которых внешние электроны переходят на внутренние орбиты, но при этом меняются и химические свойства элемента.

У железа первый электронно-фазовый переход наблюдается при давлениях $p > 130$ кбар, после чего один из внешних s-электронов переходит на d-орбиты, меняя тем самым электронную конфигурацию в его атомах $3d^6 4s^2 \rightarrow 3d^7 4s^1$. В результате такого перехода на внешней электронной s-оболочке железа остается только один неспаренный электрон, приобретающий теперь способность присоединять к себе один из электронов другого атома,

например кислорода, образуя с ним прочную одновалентную связь, откуда следует, что у железа при высоких давлениях должны проявляться четко выраженные свойства одновалентного металла. Следовательно, химический состав “ядерного” вещества во внешнем земном ядре должен отвечать окиси железа с несколько непривычной стехиометрией Fe_2O или эвтектическому сплаву $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$.

При еще больших давлениях $p \approx 3$ Мбар в железе происходит второй электронно-фазовый переход $3d^7 4s^1 \rightarrow 3d^8$, после которого железо становится химическим аналогом никеля ($3d^8 4s^2$), а химические свойства также полностью определяются аналогичной конфигурацией электронов (d^8) в 3d-оболочке его атомов. Под влиянием высоких давлений, правда, никель также может испытывать электронно-фазовые перестройки и менять свои химические свойства, но это происходит при еще более высоких давлениях. Поэтому вторым электронно-фазовым переходом железа, по-видимому, можно объяснять формирование сплава $\text{Fe}\cdot\text{Ni}$ во внутреннем ядре Земли и его большую плотность, чем у железа при том же давлении.

Гипотеза окисно-железного состава (Fe_2O) внешнего ядра и железоникелевого ($\text{Fe}_{0,9}\text{Ni}_{0,1}$) состава внутреннего ядра в середине 70-х годов была проверена нами расчетами по экспериментальным данным ударного сжатия металлов и их окислов. Результаты такой проверки показали полную совместимость принятой гипотезы с распределениями плотности вещества в Земле, построенными по независимым сейсмологическим данным (см. рис. 2.13).

Тогда же гипотезу окисно-железного состава внешней оболочки земного ядра активно поддержал известный сейсмолог К. Буллен (1973, 1978) и петролог А. Рингвуд (1977, 1982). Несколько позже появились работы Е. Отани и А. Рингвуда (1984), экспериментально показавшие, что при высоких давлениях ($p > 200$ кбар) наблюдается практически полная растворимость окиси железа в расплаве металлического железа с образованием сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$, близкого по стехиометрии к составу Fe_2O . При этом оказалось, что температура плавления эвтектического сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ существенно ниже температуры плавления исходных компонент и заметно ниже адиабатического распределения температуры в мантии (см. рис. 2.17). Более того, в эксперименте было обнаружено теоретически предсказанное уменьшение мольного объема сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ примерно на $3,8 \text{ см}^3/\text{моль}$ по сравнению с суммарным мольным объемом исходных компонент (при нормальном давлении этот объем приблизительно равен $19,1 \text{ см}^3/\text{моль}$). Столь значительное уплотнение сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ (более, чем на 20%), по-видимому, можно объяснить только электронно-фазовыми переходами в атомах железа и возникновением в расплаве при высоких давлениях сильных химических ковалентных s-связей в молекулах Fe_2O , как и предполагается в исходной гипотезе. Проведенные А. Рингвудом и его коллегами расчеты также подтвердили, что при давлениях, господствующих во внешнем ядре, плотность эвтектического сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ неплохо соответствует наблюдаемым плотностям “ядерного” вещества по сейсмологическим данным.

Происхождение магнитного поля Земли и его нестационарный (переменный) характер обычно связываются с конвективными течениями в жидком веществе земного ядра. Однако для возбуждения магнитного поля Земли необходимо, чтобы “ядерное” вещество обладало высокой электропроводностью. Прямых измерений электропроводности соединения Fe_2O или сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$ при высоких давлениях и температурах пока не проводилось, тем не менее из общих физических и квантово-механических соображений следует, что вещество с таким составом в условиях земного ядра должно обладать металлической электропроводностью.

Таким образом, суммируя приведенные выше теоретические соображения о природе “ядерного” вещества Земли, а также экспериментальные данные о температуре плавления и плотности эвтектических сплавов железа с его окисью при высоких давлениях, можно с большой долей вероятности утверждать, что внешняя (жидкая) часть земного ядра состоит из расплава окиси одновалентного железа Fe_2O или из эквивалентного этому соединению эвтектического сплава Fe_2O , устойчивых только при высоких давлениях. Внутреннее же ядро вероятнее всего состоит из железоникелевого сплава $\text{Fe}_{0,9}\text{Ni}_{0,1}$. Состав переходного слоя F

между внешним и внутренним ядром естественнее всего считать сульфидным состава FeS. Выяснив составы отдельных геосфер, можно рассчитать и средний состав Земли (табл. 2.1).

Т а б л и ц а 2.1

Состав современной Земли и первичного земного вещества

Окислы	Состав континентальной коры ¹⁾	Модельный состав мантии Земли ²⁾	Модельный состав ядра Земли	Состав первичного вещества Земли (расчет)	Средний состав хондритов ³⁾	Средний состав углистых хондритов ⁴⁾
SiO ₂	59,3	45,5	–	30,78	38,04	33,0
TiO ₂	0,7	0,6	–	0,41	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	15,0	3,67	–	2,52	2,50	2,53
Fe ₂ O ₃	2,4	4,15	–	–	–	–
FeO	5,6	4,37	49,34	22,76	12,45	22,0
MnO	0,1	0,13	–	0,09	0,25	0,24
MgO	4,9	38,35	–	25,77	23,84	23,0
CaO	7,2	2,28	–	1,56	1,95	2,32
Na ₂ O	2,5	0,43	–	0,3	0,95	0,72
K ₂ O	2,1	0,012	–	0,016	0,17	–
Cr ₂ O ₃	–	0,41	–	0,28	0,36	0,49
P ₂ O ₅	0,2	–	–	–	–	0,38
NiO	–	0,1	–	0,07	–	–
FeS	–	–	6,69	2,17	5,76	13,6
Fe	–	–	43,41	13,1	11,76	–
Ni	–	–	0,56	0,18	1,34	–
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	99,48	98,39

По А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому (1976); ²⁾ Наша модель с использованием данных Л.В. Дмитриева (1973) и А. Рингвуда (Ringwood, 1966); ³⁾ Н. Urey, Н. Craig (1953); ⁴⁾ Флоренский К.П., Базилевский Ф.Т. и др., 1981

2.7. Плотность земных недр

Несмотря на недоступность недр Земли для непосредственных исследований, распределение плотности вещества в мантии и земном ядре удастся определить достаточно надежно по данным о скоростях распространения в этих геосферах сейсмических волн от землетрясений. Впервые разработанная К. Булленом (1958, 1966) такая методика впоследствии была существенно усовершенствована им и другими исследователями за счет привлечения дополнительной информации о моменте инерции и свободных колебаниях Земли, что значительно повысило достоверность определений.

В основе методики определения распределения плотности в Земле лежат известные уравнения гидростатики и термодинамические соотношения, связывающие радиальные градиенты плотности в среде с сейсмическими параметрами среды. В связи с тем что скорости сейсмических волн с глубиной обычно возрастают, интерпретация сейсмических годографов с целью определения зависимостей этих скоростей от глубины проводится по методике Герглотца–Вихерта, специально разработанной для исследования градиентных сред. Найденные таким путем распределения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн в Земле приведены на рис. 2.11.

Наиболее характерной чертой распределения сейсмических скоростей в Земле является резкое и значительное падение скорости продольных волн в земном ядре. Объясняется это тем, что скорость распространения продольных волн зависит не только от модуля всестороннего сжатия, но и от модуля сдвига, который во внешнем, жидком земном ядре обращается в ноль.

По этой же причине через жидкое вещество внешнего ядра не могут распространяться и поперечные волны.

Уравнения, связывающие между собой значения сейсмических скоростей с параметрами среды, позволяют определять лишь градиенты плотности, поэтому для построения самой зависимости плотности от глубины приходится задаваться граничным значением плотности на поверхности Земли $\rho_0 = 3,32 \text{ г/см}^3$. При этом “сшивку” решений, получаемых для отдельных геосфер (например, для ядра и нижней мантии), производят по условию непрерывности давления на границах этих геосфер, а значения плотности в них подбирают таким образом, чтобы расчетные значения массы и момента инерции Земли совпадали бы с их измеренными значениями $M = 5,977 \cdot 10^{27} \text{ г}$ и $I = 0,8038 \cdot 10^{45} \text{ г} \cdot \text{см}^2$ при среднем радиусе Земли $R = 6371 \text{ км}$. Дополнительные уточнения в распределение плотности с глубиной, особенно в переходном слое Голицына, позволяют внести данные о частотном спектре собственных колебаний Земли, возбуждаемых сильными землетрясениями.

Используя описанную методику К. Буллен (1966, 1969), В.Н. Жарков (1971), А. Дзивонский и др. (1975) построили наиболее известные и популярные в настоящее время модели распределения плотности в Земле, изображенные на рис. 2.13. На этом же рисунке для сравнения приведены распределения плотности, построенные Л.М. Наймарком и О.Г. Сорохтиным (1977) по данным ударного сжатия вещества для модели Земли с перцолитовым составом мантии, окисно-железным внешним и железоникелевым внутренним ядром, при адиабатическом распределении температуры в земных недрах, а также распределение плотности в первичной, еще не дифференцированной Земле.

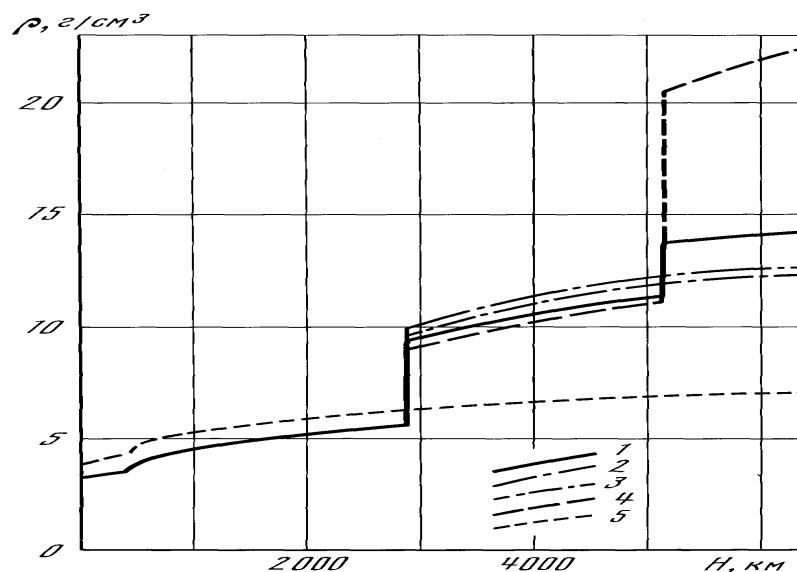


Рис. 2.13. Распределение плотности в разных моделях Земли: 1 – модель Наймарка–Сорохтина (1977а); 2 – модель Жаркова “Земля-2” (Жарков и др., 1971); 3 – модель Буллена А1 (1966); 4 – модель Буллена А2 (1966); 5 – модель первичной Земли Наймарка – Сорохтина (1977б)

Как видно из рис. 2.13, плотность верхней мантии начиная от значения $3,2 \text{ г/см}^3$ на поверхности постепенно возрастает с глубиной вследствие сжатия ее вещества. Начиная с глубины 400 км плотность увеличивается более резко и скачкообразно (на рис. 2.13 эти скачки плотности не показаны). С глубины приблизительно 900 км градиент плотности вновь снижается и далее плотность монотонно возрастает до $5,6 \text{ г/см}^3$ на подошве мантии. Резкое увеличение градиента плотности в переходном слое мантии (в слое С), как уже отмечалось, связано с происходящими на этих глубинах полиморфными переходами мантийного вещества в более плотные фазы: оливина – в шпинелевую фазу, пироксена – в ильменитовую и далее в перовскитовую и т.д. В противоположность этому в нижней мантии существенных перестроек в

кристаллическом строении вещества больше не происходит, поскольку все окислы в этой геосфере уже находятся в состоянии предельно плотной упаковки атомов и сжатие мантийного вещества происходит только благодаря сжатию самих атомов.

На глубине около 2900 км плотность в Земле скачком увеличивается почти в два раза: примерно с $5,6 \text{ г/см}^3$ на подошве мантии до $9,5\text{--}10 \text{ г/см}^3$ на поверхности ядра, убедительно свидетельствуя тем самым о резкой смене химического состава земного вещества на этом уровне. В ядре плотность вещества вновь монотонно возрастает. В некоторых моделях строения Земли предполагается, что между внешним и внутренним ядром на уровне слоя F происходит еще один, правда, менее значительный скачок плотности, также свидетельствующий об изменении на этой глубине состава “ядерного” вещества или его фазового состояния. Наконец, последний заметный скачок плотности должен наблюдаться на глубине около 5150 км, отмечающий собой переход от внешней жидкой оболочки земного ядра к его внутренней твердой сердцевине. По нашим оценкам, на этой границе плотность “ядерного” вещества скачком меняется от $11,4\text{--}12,3$ до $12,5\text{--}13,4 \text{ г/см}^3$ (т.е. на 8–10%) и в центре Земли достигает $13,5\text{--}14,4 \text{ г/см}^3$.

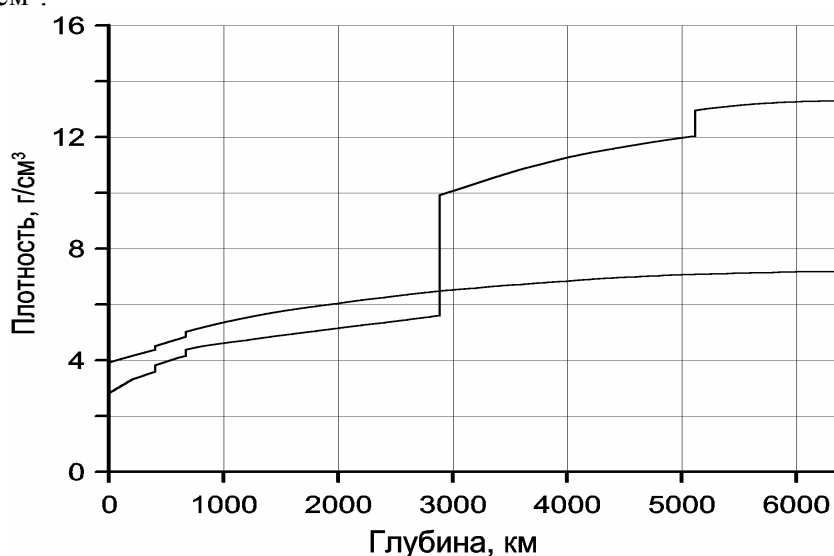


Рис. 2.14. Принятое распределение плотности в современной и первичной Земле

Если известен или предполагается химический состав земного вещества, то оказывается возможным построить и модельное распределение плотности в земных недрах, используя для этого экспериментальные данные по ударному сжатию главных пороодообразующих окислов и металлов. Этот путь интересен тем, что позволяет, с одной стороны, независимым способом определить значения плотности вещества в Земле, а с другой стороны, проверить правильность сделанных предположений о химическом составе нашей планеты. Кроме того, подобрав в соответствии с сейсмическими данными состав геосфер современной Земли и задавшись основными закономерностями ее дифференциации, использование этого метода позволяет определять распределение плотности в Земле на любом этапе ее эволюции. На рис. 2.13 и 2.14 для сравнения приведено распределение плотности в первичной (недифференцированной) Земле. В настоящее время методика определения плотности силикатов, окислов и металлов при высоких давлениях и температурах по данным ударного сжатия образцов вещества разработана достаточно полно и подробно описана в специальных работах (Альтшулер, 1965; Жарков, Калинин, 1968; и др.). Точность определения зависимости плотности от давления и температуры (уравнения состояния вещества) по данным ударного сжатия обычно лежит в пределах 2–3%, что для большинства геофизических задач является вполне приемлемой.

Как видно из сопоставления расчета плотности лерцолитовой мантии (см. рис. 2.10), окисно-железного внешнего и железоникелевого внутреннего ядра (см. рис. 2.13) с наиболее популярными распределениями плотности в Земле, построенными по сейсмическим данным, принятая нами модель химического состава Земли неплохо соответствует общепринятым

плотностным моделям ее строения. Отсюда можно заключить, что рассматриваемая модель состава Земли также неплохо отражает реальную ситуацию в ее недрах. При этом следует обратить внимание на примечательный результат расчетов: плотность океанических лерцолитов, обнажающихся прямо на поверхности Земли в трансформных разломах океанических рифтовых зон, при высоких давлениях и адиабатической температуре с большой точностью совпадает с определенной по независимым сейсмическим данным плотностью вещества в нижней мантии. Причем такое совпадение получается без всяких предположений об изменении химического состава лерцолитов с глубиной! Это очень важный результат. Он убедительно свидетельствует о том, что химический состав всей мантии в целом (верхней и нижней) в среднем одинаков.

Такой результат расчетов может быть объяснен лишь существованием в мантийной оболочке Земли конвективных движений, эффективно перемешивающих вещество всей мантии. При этом, правда, необходимо учитывать, что, несмотря на одинаковый средний состав мантии по всей ее толще, локальные плотностные неоднородности, не превышающие, однако $0,1-0,15 \text{ г/см}^3$, безусловно, существуют в этой геосфере. Более того, именно благодаря таким плотностным неоднородностям и развиваются конвективные движения в мантии, а сами неоднородности постоянно генерируются процессом дифференциации мантийного вещества на поверхности земного ядра и погружениями по зонам субдукции холодных литосферных плит в глубины горячей мантии.

Другим важным следствием, вытекающим из рассмотренной плотностной модели Земли, построенной по заданному составу ее оболочек, является вывод о том, что внешнее ядро Земли может состоять из окиси одновалентного железа Fe_2O (или сплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$), а внутреннее ядро – из сплава железа с никелем $\text{Fe}_{0,9}\text{Ni}_{0,1}$. Ядро Земли в этой модели характеризуется следующими параметрами: масса $M_c = (1,94 \pm 0,01) \cdot 10^{27} \text{ г}$; объем $V_c = 0,180 \cdot 10^{27} \text{ см}^3$; давление на поверхности ядра $p_c = 1,34 \text{ Мбар}$; давление в центре Земли $p_0 = 3,7 \text{ Мбар}$; средняя плотность ядра $\rho_c = 10,6 \text{ г/см}^3$. Результаты расчета принятой нами плотностной модели Земли приведены в табл. 2.2.

Т а б л и ц а 2.2.

Распределения плотности, температуры, давления и ускорения силы тяжести в современной Земле*)

Глубина км	Плотность, г/см^3	Температура, К	Давление е кбар	Ускорение силы тяжести, см/с^2	Глубина км	Плотность, г/см^3	Температура, К	Давление кбар	Ускорение силы тяжести, см/с^2
0	2,85	288	0	981	2886	5,60	3130	1384	1067
200	3,30	1770	65,5	990	2886	9,92	—”—	—”—	—”—
430	3,60	1940	138	997	3000	10,06	3310	1503	1041
430	3,82	2010	—”—	—”—	3400	10,60	3880	1909	945
600	4,09	2130	218,6	1000	3800	11,06	4400	2287	841
670	4,16	2170	247,2	1001	4200	11,43	4870	2628	732
670	4,37	2110	—”—	—”—	4600	11,72	5280	2926	622
800	4,49	2170	305,7	1000	5000	11,97	5620	3175	517
1000	4,61	2260	397,7	996	5120	12,04	5710	3242	490
1200	4,72	2360	491,7	994	5120	13,00	—”—	—”—	—”—
1400	4,83	2450	587,8	993	5400	13,10	5890	3382	386
1600	4,94	2540	686	993	5800	13,23	6060	3518	227
1800	5,04	2640	786,3	995	6000	13,27	6110	3559	155
2200	5,25	2820	994,9	1006	6200	13,29	6140	3580	68
2600	5,45	3010	1216,2	1033	6371	13,29	6140	3583	0

*) При расчете распределений плотности, ускорения силы тяжести и давления использовались основные параметры: масса Земли $M = 5,9771 \cdot 10^{27} \text{ г}$ и безразмерный момент инерции сферической Земли $J = 0,33053$.

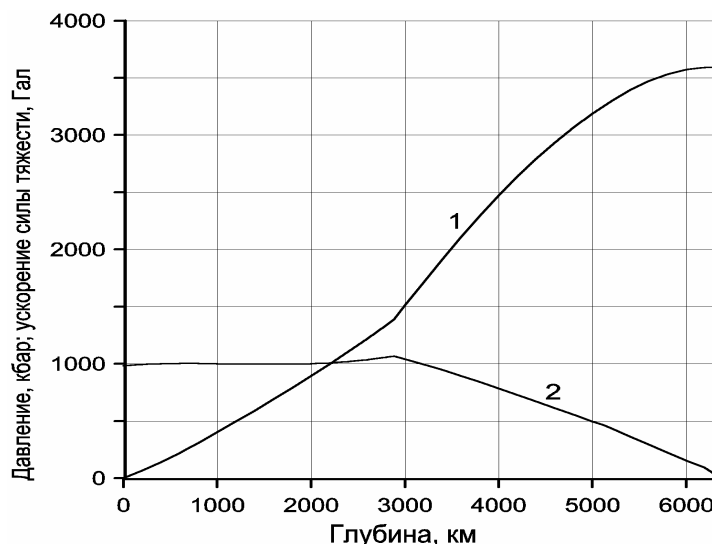


Рис. 2.15. Распределение давления (1) и ускорения силы тяжести (2) в Земле

2.8. Распределение температуры в Земле

Бесспорные факты существования дрейфа континентов, раздвижения океанического дна и его поддвига под островные дуги и активные окраины континентов андийского типа можно рассматривать как убедительные доказательства существования в мантии крупномасштабных конвективных движений. Как уже отмечалось, благодаря таким движениям мантийное вещество оказалось хорошо перемешанным. Поскольку теплотери Земли происходят только через ее поверхность, то в недрах конвектирующей (подлитосферной) мантии в среднем должно устанавливаться адиабатическое распределение температуры, при котором ее изменения происходят только за счет сопровождающих конвекцию сжатий или расширений мантийного вещества, но без дополнительных теплотерь.

Адиабатический закон распределения температуры определяется сравнительно простой зависимостью. Однако при расчете температурных распределений по этому закону необходимо иметь в виду, что оно позволяет определять лишь градиенты температуры. Для построения же самой зависимости температуры от глубины необходимо задаться исходным значением адиабатической температуры в начале отсчета, например на поверхности Земли. Но поверхность Земли перекрыта холодной литосферной оболочкой, фактически представляющей собой тепловой погранслои, в котором распределение температуры резко отличается от адиабатического закона.

В такой ситуации за начальную температуру распределения следует принимать приведенную к поверхности температуру мантии, определяемую по максимальным температурам базальтовых магм, изливающихся в рифтовых зонах океанического типа или на океанских островах гавайского типа. Судя по прямым измерениям, такие температуры достигают 1230–1320 °С. Учитывая возможные теплотери магмы при ее подъеме по эруптивным каналам, примем приведенную к поверхности температуру мантии равной 1320 °С, или приблизительно 1590 К.

Адиабатический закон в простом выражении позволяет правильно определять лишь градиенты температуры и только в однородном сжимаемом веществе. Если же в этом веществе под влиянием высоких давлений происходят фазовые полиморфные перестройки минеральных ассоциаций к более плотным кристаллическим структурам, то на этих же глубинах в конвектирующей мантии обязательно возникнут температурные скачки. Если известны возникающие при этом скачки плотности (например, по экспериментальным данным), то нетрудно определить и такие температурные перепады.

Фазовые переходы к более плотным кристаллическим модификациям мантийного вещества сложного состава развиваются при разных давлениях и соответственно на разных глубинах. Например, переход плагиоклазового лерцолита в пироксеновый наблюдается на

глубинах около 25 км, а переход от пироксенового к гранатовому лерцолиту при температурах горячей мантии – на глубинах около 85 км. Тепловые эффекты на этих границах невелики (всего 4 и 9 °С). Полиморфные преобразования мантийного вещества в переходном слое С на глубинах около 400 и 670 км более значительны, сопровождаются существенными изменениями плотности мантийного вещества и четко выявляются по сейсмическим данным. Первый из этих переходов связан с перекристаллизацией оливина в шпинелевую фазу, а второй – с распадом силикатов на простые окислы. По оценкам А. Рингвуда, теплота фазовых переходов на этих глубинах приблизительно равна 25 кал/г ($1,05 \cdot 10^9$ эрг/г). В этом случае скачки температуры в конвектирующей мантии могут достигать 90 °С. В переходной зоне мантии до глубин около 900–1000 км могут происходить и другие кристаллические перестройки, например переход энстатита в структуру ильменита или перовскита. Поэтому можно ожидать, что приблизительно на глубинах 700–800 км в конвектирующей мантии существует еще один температурный скачок около 50 °С. Глубже 900–1000 км других резких границ с фазовыми переходами мантийного вещества в более плотные кристаллические структуры, судя по сейсмическим данным, ожидать трудно.

В последние годы появилась серия интереснейших работ Р. Бёлера, посвященных изучению режимов плавления силикатов, железа и системы Fe–FeO–FeS при высоких давлениях (Boehler, 1993, 1996; Zerr, Boehler, 1993). Изучение плавления этих веществ проводилось в статических экспериментах с использованием алмазных ячеек в прессах и разогрева образцов лазерными лучами. Полученная в таких экспериментах температура плавления основного минерала нижней мантии – энстатита, находящегося в структуре перовскита, при давлении около 625 кбар оказалась приблизительно равной 5000 ± 200 К. При этом расчетная температура плавления энстатита-перовскита на границе с ядром по разным оценкам достигает значений от 7000 до 8500 К. Бёлер сделал предположение, что и температура плавления мантийного вещества должна быть близкой к этим же значениям температуры.

Полученные Бёлером результаты по фазовым переходам в железе при высоких давлениях до 2 Мбар приведены на фазовой диаграмме состояний железа, изображенной на рис. 2.16. Экстраполяция экспериментальных данных на большие давления проведена по закону Клапейрона–Клаузиуса. Следует обратить внимание на то, что при давлениях $p > 1$ Мбар заметно возрастает градиент кривой плавления ϵ -железа.

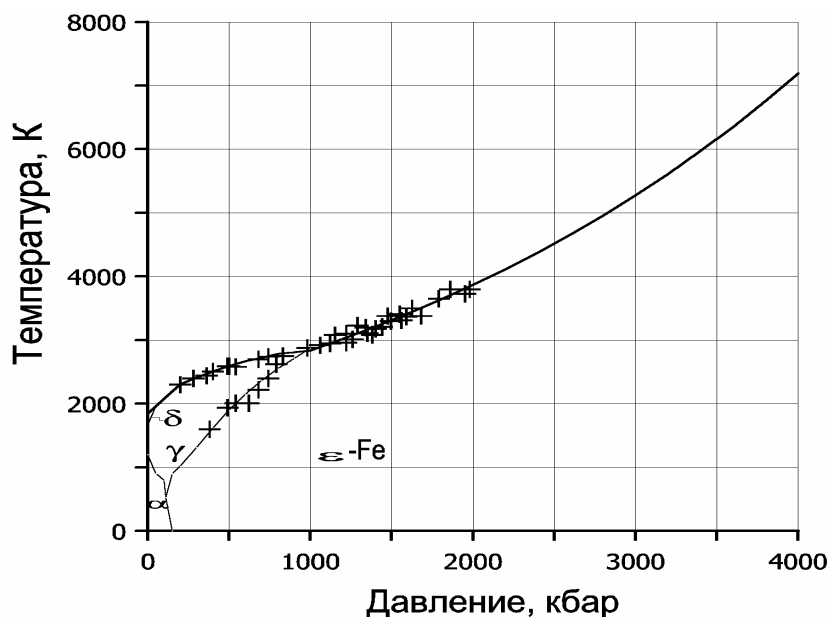


Рис. 2.16. Фазовая диаграмма состояний железа при высоких давлениях. Крестиками отмечены экспериментальные данные Р. Бёлера (Boehler, 1993), экстраполяция кривой на большие давления проведена по закону Клапейрона–Клаузиуса. Следует обратить внимание на то, что при давлениях $p > 1$ Мбар заметно возрастает градиент кривой плавления ϵ -железа.

Температура плавления эвтектического сплава $\text{Fe}_x\cdot\text{FeO}_{1-x}$ при умеренных давлениях до 300 и 600 кбар принималась по данным Е. Отани, А. Рингвуда и В. Хайбберсона (1984, 1990), при давлениях до 1,4 Мбар – по данным Р. Бёлера, при более высоких давлениях – находилась по уравнению Клайперона–Клаузиуса, согласованному с экспериментами Р. Бёлера (рис.2.17). Экспериментальные данные подтверждают, что при низких и умеренных давлениях (приблизительно до 600 кбар) эвтектическая депрессия температуры плавления сплавов $\text{Fe}_x\cdot\text{FeO}_{1-x}$ весьма заметная и превышает 100 – 200 °С. Однако при больших давлениях, судя по данным Бёлера, эта депрессия сокращается до пределов точности экспериментов. Поэтому принимается, что эвтектическая депрессия плавления системы $\text{Fe}_x\cdot\text{FeO}_{1-x}$ при очень высоких давлениях играет незначительную роль в термодинамике земного ядра.

Очевидно, что скачки температуры на границах фазовых переходов первого рода возникают в мантии только тогда, когда ее вещество в процессе конвективного массообмена пересекает такую границу (в статичной мантии любые скачки температуры сравнительно быстро сглаживаются за счет обычной теплопроводности вещества). При этом температурные скачки в веществе, пересекающем фазовые границы, возникают благодаря выделению (при экзотермических переходах) или поглощению (при эндотермических переходах) тепла на таких фазовых границах.

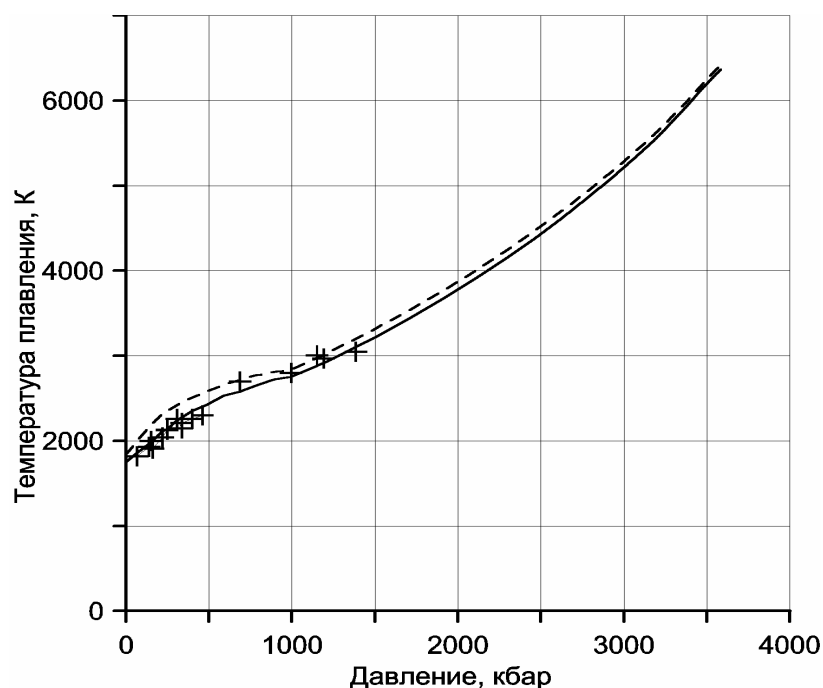


Рис. 2.17 Температура плавления эвтектических сплавов $\text{Fe}_x\cdot\text{FeO}_{1-x}$ в зависимости от давления. Крестиками показаны экспериментальные данные: до 500 кбар – данные Е. Отани, А. Рингвуда и В. Хайбберсона (1984, 1990), на интервале давлений 700–1400 кбар – данные Р. Бёлера (1993), далее экстраполяция по закону Клапейрона–Клаузиуса; пунктиром показана температура плавления железа, изображенная на рис. 2.16

В зависимости от выделения или поглощения тепла перепад температуры может быть как положительным, так и отрицательным. Так, на глубине около 400 км расположена граница с экзотермическим переходом, тогда как граница на глубине 670 км характеризуется эндотермическим переходом. В соответствии с этим на глубине 400 км в конвектирующей мантии наблюдается положительный скачок температуры около 50 °С, а на глубине 670 км, наоборот, отрицательный перепад температуры приблизительно того же значения, как это показано на рис. 2.18.

Температура плавления чистого железа существенно повышается с ростом давления, и на границе с ядром она достигает приблизительно 3200 К, тогда как температура плавления его соединений близка к 3100 К. Отсюда следует, что адиабатическая температура Земли на

границе мантии с ядром должна превышать 3100 К. По нашим оценкам, температура на поверхности земного ядра равна приблизительно 3130–3150 К и должна быть близка к адиабатической температуре Земли.

Используя теперь принятое значение приведенной к поверхности температуры мантии 1320 °С (1593 К) и найденные значения температурных скачков в областях существования фазовых переходов, можно построить и само адиабатическое распределение температуры в мантии. В связи с большим молекулярным весом “ядерного” вещества градиент температуры на поверхности ядра скачком увеличивается, но затем плавно уменьшается до нуля в центре Земли (поскольку к центру Земли уменьшается до нуля и ускорение силы тяжести). Температура же в ядре монотонно и на этот раз без всяких скачков возрастает до предельного значения около 6140 К (или приблизительно 5870 °С) в центре Земли (рис. 2.18 и табл. 2.3). Для сравнения на рис. 2.18 воспроизведены еще кривые плавления силикатов, железа и “ядерного” вещества.

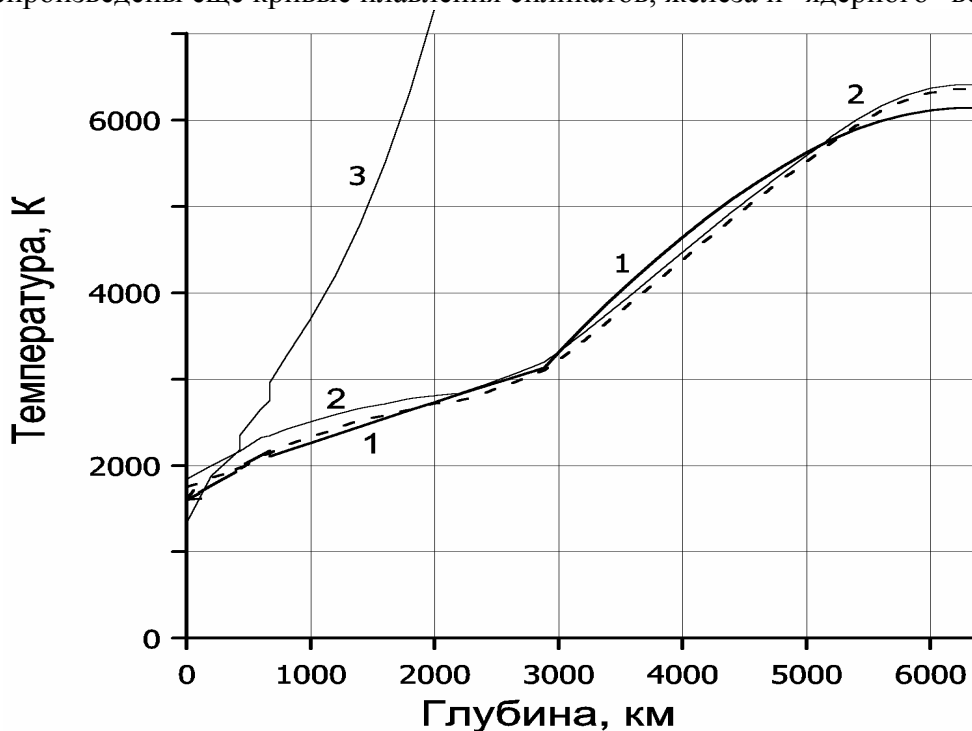


Рис. 2.18. Распределение температур в современной Земле: 1 — адиабатическая геотерма Земли, согласованная с экспериментами по плавлению железа и системы Fe–O–S; 2 — температура плавления железа (до 2 Мбар — статические эксперименты Р. Бёлера (1993), далее — экстраполяция этой температуры по закону Клапейрона–Клаузиуса); штриховая кривая — температура плавления эвтектического сплава Fe·FeO (до 300 кбар по экспериментальным данным Е. Отани и А. Рингвуда (1984), до 1400 кбар — по данным Р. Бёлера (1993), далее — экстраполяция по закону Клапейрона–Клаузиуса, с учетом уменьшения эвтектической депрессии Fe·FeO в области высоких давлений); 3 — температура плавления силикатов (при $p \geq 240$ кбар — температура плавления энстатита $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$; до давления 625 кбар — по экспериментальным данным А. Зерра и Р. Бёлера (1993), далее — экстраполяция по закону Клапейрона–Клаузиуса)

Как видно из приведенных графиков, температура на поверхности земного ядра достигает 3130 К, что приблизительно на 70 К ниже температуры плавления железа и приблизительно на 30 К выше температуры плавления эвтектического сплава Fe·FeO, но на 9000 К (!) ниже температуры плавления силикатов. Отсюда следуют важные теоретические выводы. Во-первых, окисно-железный состав внешнего ядра вполне совместим с его жидким состоянием. Во-вторых, **выделение “ядерного” вещества из мантии и его переход в земное ядро должно было происходить (и происходит сейчас) без плавления силикатного вещества мантии.**

В приведенном расчете температурного режима Земли распределение температуры в ядре также принято адиабатическим. Однако надо помнить, что такое распределение является предельным с верхней стороны. Судя по всему, в земном ядре нет заметных источников энергии и оно может либо остывать после перегрева, например, в прошлые геологические

эпохи, либо, наоборот, разогреваться за счет поступления в него тепла из мантии, в которой существуют мощные источники энергии. В первом случае распределение температуры в ядре остается адиабатическим, во втором оно может быть ниже адиабатического. В последней ситуации, правда, возникают сложности с объяснением происхождения магнитного поля Земли. Но это тоже кажущиеся сложности. При рассмотрении механизмов дифференциации мантии и формирования земного ядра будет показано, что в верхнем пограничном слое ядра должны возникать стремительные течения жидкой и электропроводной смеси “ядерно-мантийного” вещества, замыкающие собой конвективные течения в мантии. С этими-то течениями на поверхности внешнего жидкого ядра, вероятнее всего, и связано происхождение магнитного поля Земли.

Т а б л и ц а 2.3

Распределение температуры в недрах Земли

Глубина, км	Плотность Земли, г/см ³	Температура в Земле, К	Температура плавления Fe, К	Температура плавления Fe-FeO, К	Глубина, км	Плотность Земли, г/см ³	Температура в Земле, К	Температура плавления Fe, К	Температура плавления Fe-FeO, К
0	2,85	288	1840	1750	2886	5,60	3130	3200	3100
200	3,30	1770	2000	1860	2886	9,92	3130	3200	3100
430	3,60	1940	2170	1960	3000	10,06	3310	3320	3220
430	3,82	2010	2170	1960	3400	10,60	3880	3760	3670
600	4,09	2130	2320	2110	3800	11,06	4400	4230	4140
670	4,16	2170	2350	2140	4200	11,43	4870	4710	4620
670	4,37	2110	2350	2140	4600	11,72	5280	5160	5090
800	4,49	2170	2420	2240	5000	11,97	5620	5590	5520
1000	4,61	2260	2510	2350	5120	12,04	5710	5710	5650
1200	4,72	2360	2590	2430	5120	13,00	5710	5710	5650
1400	4,83	2450	2660	2530	5400	13,10	5890	6000	5940
1600	4,94	2540	2710	2580	5800	13,23	6060	6280	6230
1800	5,04	2640	2770	2650	6000	13,27	6110	6370	6320
2200	5,25	2820	2840	2750	6200	13,29	6140	6410	6360
2600	5,45	3010	3040	2940	6371	13,29	6140	6410	6360

Особый интерес для нас представляет распределение температуры в верхней мантии и литосферных плитах, поскольку тектономагматические процессы в литосферной оболочке Земли (включая земную кору) во многом определяются динамическими и тепловыми режимами этой геосферы. Естественно, что магматические процессы могут развиваться в литосферной оболочке только при возникновении под ней очагов расплавления мантийного вещества. Поэтому важной характеристикой таких процессов является температура плавления мантийного вещества. Обычно эта температура определяется в лабораторных условиях – путем плавлением перидотитов или перидотитов при повышенных давлениях. К настоящему времени таких данных для условий верхней мантии накопилось сравнительно много (Green, Ringwood, 1967; Ringwood, 1975; Takahashi, 1986; Литвин, 1991; и др.), поэтому кривую начала плавления (солидуса) мантийного вещества, во всяком случае до давлений около 70–80 кбар (до глубин 200–250 км), можно построить достаточно уверенно.

На рис. 2.19 приведена обобщенная кривая температуры солидуса мантийного вещества с использованием данных И. Такахаши, А. Рингвуда и Ю.А. Литвина. На рисунке также приведены рассчитанные нами геотермы океанических плит разного возраста и геотерма древней (архейской) континентальной плиты. Распределение температуры в горячей мантии определялось при условии, что приведенная к поверхности температура мантии равна 1320 °С.

Как видно из приведенных графиков, адиабатическая температура современной мантии пересекается с кривой температуры начала плавления (солидуса) мантийного вещества на

глубинах около 80–100 км. Отсюда, в частности, следует важный для геологии вывод: нигде глубже 80–100 км, т.е. глубже поверхности эклогитового перехода, в ювенильной мантии не могут выплавляться и существовать мантийные (базальтовые) расплавы.

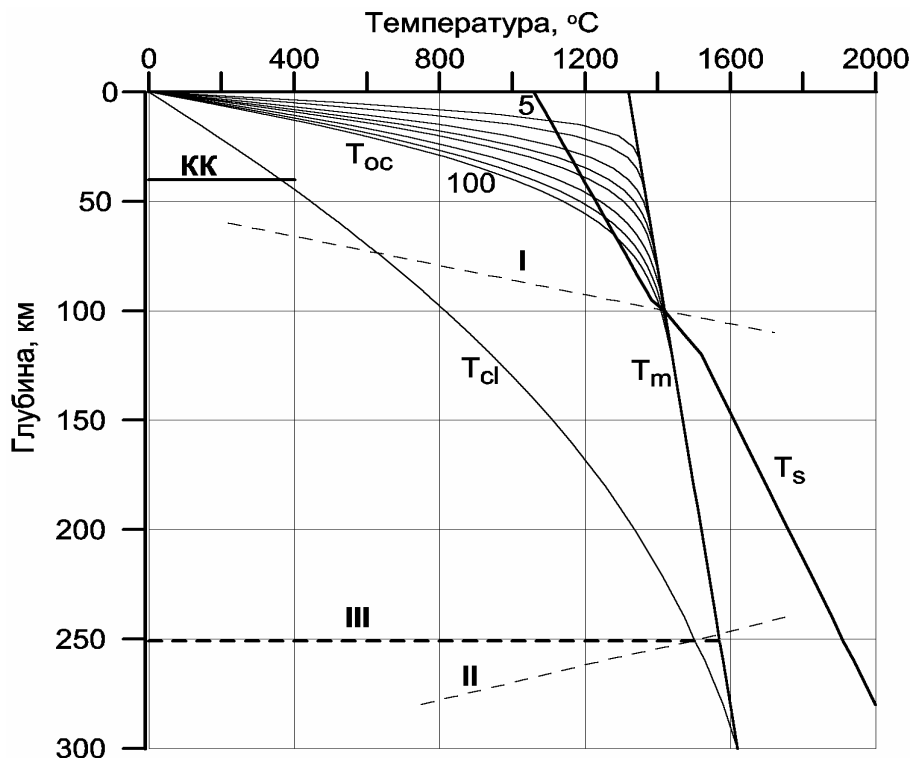


Рис. 2.19. Распределения температуры в верхней мантии и положение геотерм литосферных плит в зависимости от их возраста; цифрами на геотермах указан возраст литосферных плит в миллионах лет. T_{oc} – геотермы океанических плит; T_m – адиабатическая температура верхней мантии; T_s – температура солидуса мантийного вещества; T_{cl} – геотерма древних (архейских) континентальных литосферных плит; **KK** – подошва континентальной коры; **I** – граница фазового перехода базальтов в эклогиты; **II** – эндотермический переход от жесткой литосферы под континентами в пластичное состояние; **III** – подошва архейских участков континентальной литосферы.

По этой причине только океаническая литосфера может описываться сравнительно простой физической моделью жесткой полнокристаллической плиты, лежащей на пластичном слое частично расплавленного вещества мантии. Такая модель во многом аналогична льду, плавающему в морозный день на слое воды замерзающего озера, за исключением лишь того, что лед всегда легче воды, а холодные литосферные плиты могут быть тяжелее горячего и частично расплавленного вещества мантии. Этим, в частности, объясняется и сравнительно небольшое время существования океанических плит по сравнению с “долголетием” континентальных плит, средняя плотность которых ниже плотности конвектирующей мантии.

Природу перехода континентальной литосферы в подстилающую ее конвектирующую мантию наглядно определить значительно труднее. Это связано с тем, что континентальная геотерма асимптотически приближается к мантийной температуре в той области мантии, где частичное плавление ее вещества уже полностью исключается, так как на этих глубинах температура мантии ниже температуры плавления мантийного вещества на 200–300 °C.

Отсюда следует, что под мощными континентальными плитами, достигающими по толщине 250 км, положение подошвы литосферы определяется не геотермой начала плавления мантийного вещества, а давлением и температурой его перехода из жесткого в эффективно-пластичное состояние. Что же касается природы подошвы таких плит, то скорее всего она определяется происходящими на больших глубинах нарушениями межкристаллических связей в мантийном веществе, в результате чего мантийное вещество на этих глубинах переходит в эффективно-жидкое, хотя и очень вязкое состояние (см. разд. 7.2). Если это так, то фазовый

переход на подошве континентальных плит должен обладать свойствами эндотермической границы, как это и показано на рис. 2.19. Поэтому в конвектирующей мантии на глубинах около 250 км должен наблюдаться отрицательный перепад температуры.

2.9. Вязкость Земли

Помимо знания состава и плотности мантии, для правильного понимания происходящих в ней процессов важны также и ее реологические (вязкопластические) свойства. Тот факт, что форма Земли (земной геоид) с хорошей степенью приближения соответствует равновесному эллипсоиду вращения жидкого тела, бесспорно, свидетельствует об эффективно-жидком состоянии земной мантии. Действительно, отклонения геоида от эллипсоида вращения не превышают ± 100 м (см. рис. 2.1), тогда как экваториальное вздутие самого эллипсоида достигает 21,38 км. С другой стороны, факт прохождения через мантию поперечных сейсмических волн с периодами до нескольких минут говорит о ее эффективной жесткости по отношению к кратковременным механическим воздействиям. Совместить эти данные можно лишь в одном случае, считая, что мантийное вещество ведет себя подобно вару, т.е. очень вязкой жидкости. При кратковременных нагрузках у таких вязких жидкостей проявляются свойства упругих и даже хрупких тел, а при длительных воздействиях — свойства очень вязкой жидкости.

Используя приведенные значения отклонений геоида от равновесной фигуры эллипсоида вращения жидкого тела (около ± 100 м), характерные размеры мантии (~ 3000 км) и возможные средние скорости конвективных течений в мантии (~ 10 см/год), можно оценить и среднюю вязкость самой мантии. Она оказывается приблизительно равной $\bar{\eta} \approx 3 \cdot 10^{22}$ П.

Судя по скорости воздымания областей, сравнительно недавно (около 10 тыс. лет назад) освободившихся от нагрузки покровных ледников, таких, как Балтийский и Канадский континентальные щиты, вязкость мантийного вещества под континентами, судя по оценкам С.А. Ушакова (1968), близка к 10^{22} П. Теоретические определения вязкости нижней мантии по кажущейся скорости дрейфа полюсов приводят к значениям порядка $6 \cdot 10^{23}$ – $5 \cdot 10^{24}$ П. По расчетам Г. Ранелли и Б. Фишера (1984), принимавших адиабатическое распределение температуры в мантии, вязкость этой геосферы меняется от 10^{20} – $5 \cdot 10^{20}$ П в астеносфере до $6 \cdot 10^{23}$ П в нижней мантии на глубинах около 2700 км.

Для сравнения приведем значения вязкости некоторых хорошо известных веществ. Вязкость воды при комнатной температуре равна 10^{-2} П; глицерина – 7 П; базальтовых расплавов в зависимости от температуры меняется от 10^2 до 10^4 П; асфальта – 10^{10} – 10^{12} П; стекла при температуре отжига – 10^{13} П; меди при 200 °С – 10^{18} П; стали при 450 °С – порядка 10^{18} – 10^{20} П.

Характер изменений реологических свойств мантии наглядно проявляется в поведении так называемого фактора сдвиговой добротности Q_μ , который обратно пропорционален диссипативной функции, определяющей собой затухание сейсмических волн и собственных колебаний Земли на разных глубинах мантии. Поэтому он характеризует собой степень приближения реального вещества к идеально упругому телу: чем выше Q_μ вещества, тем оно ближе по своим свойствам к идеально упругим телам и, наоборот, чем ниже Q_μ , тем оно более приближается по свойствам к эффективно жидким (пластичным) средам, причем уменьшению эффективной вязкости такого вещества соответствует снижение его фактора добротности.

Используя экспериментальные данные о затухании упругих колебаний в Земле, удалось построить модели распределения этого фактора в мантии, две из которых приведены на рис. 2.20. Как видно из этих графиков, максимальная добротность мантии Q_μ наблюдается на глубинах около 1800–2500 км. В астеносфере и на подошве нижней мантии фактор добротности снижается приблизительно до 100. Можно ожидать, что в непосредственной близости от границы ядра механическая добротность мантийного вещества снижается еще более.

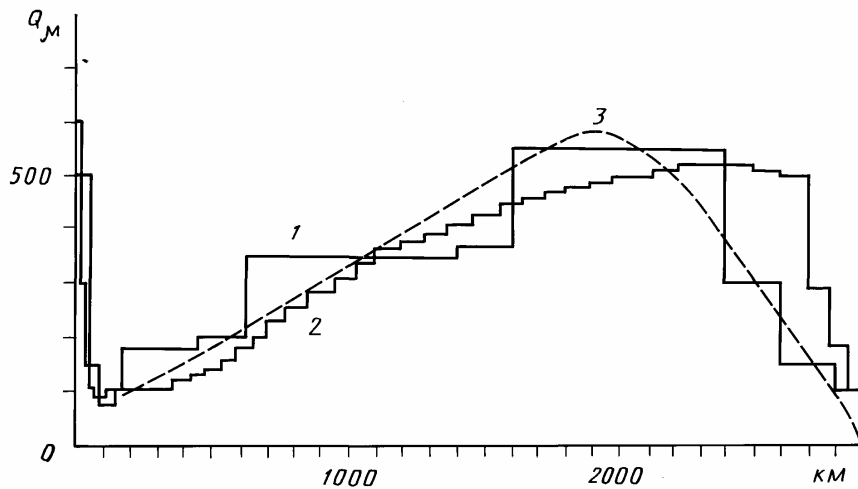


Рис. 2.20. Распределение фактора сдвиговой добротности Q_{μ} в мантии Земли: 1 – модель Дорощеева–Жаркова (1978); 2 – модель Андерсона–Харта (Anderson, Hart, 1978); 3 – принятая модель

Аналогичный характер изменений должен быть присущ и распределению вязкости в мантии. В астеносфере верхней мантии под океаническими литосферными плитами на глубинах до 85–100 км вязкость частично расплавленного мантийного вещества не должна превышать 10^{19} – 10^{20} П. Под континентальными плитами на глубинах около 250–300 км вязкость мантии возрастает до значений около 10^{21} – 10^{22} П. В нижней мантии вязкость повсеместно возрастает с глубиной, на глубинах около 2000 достигая значений, порядка 10^{24} – 10^{25} П. На еще больших глубинах в нижней мантии вязкость вещества вновь начинает уменьшаться, снижаясь, вероятно, до 10^{19} – 10^{20} П в переходном слое D". Наконец, можно ожидать, что на подошве нижней мантии в слое Берзон, где происходит дезинтеграция мантийного вещества, его вязкость резко падает на много порядков, приближаясь в погранслое на поверхности земного ядра к вязкости “ядерного” вещества в самом ядре. Наиболее вероятное распределение вязкости в мантии приведено на рис. 2.21.

Верхний предел вязкости “ядерного” вещества во внешнем ядре можно оценить по затуханию проходящих через него продольных сейсмических волн, при этом оказалось, что такая вязкость значительно меньше 10^9 П. С другой стороны, для генерации в ядре дипольного магнитного поля, ось которого близко совпадает с осью вращения Земли, необходимо, чтобы скорости течений “ядерного” вещества были достаточно большими для возникновения в них инерционных ускорений Кориолиса, способных “закрутить” такие течения в структуры с заметными широтными составляющими. Но для этого необходимы скорости течений “ядерного” вещества порядка сантиметров или даже десятков сантиметров в секунду. Однако течения с такими скоростями на поверхности ядра могут возникать только в том случае, если вязкость “ядерного” вещества окажется достаточно низкой для возникновения быстрых течений. Изучение переменных составляющих геомагнитного поля, а также энергетического баланса механизмов его генерации позволило определить, что вязкость жидкого вещества в земном ядре не превышает 0,4 П.

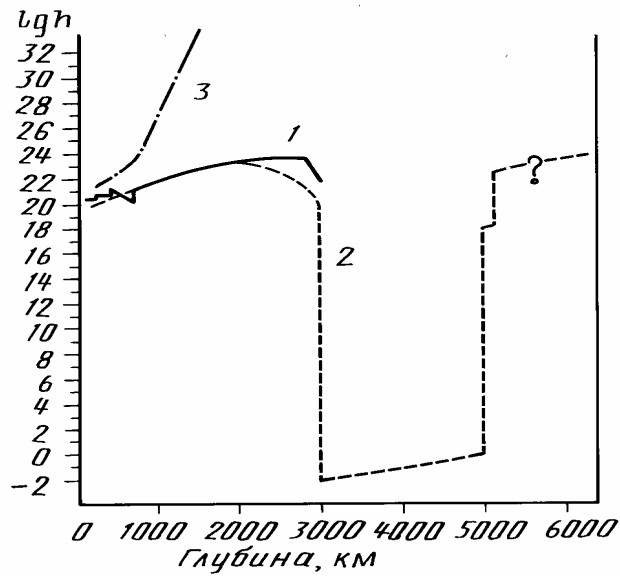


Рис. 2.21. Распределение вязкости в Земле: 1 – по модели Ранелли–Фишера при адиабатическом распределении температуры в мантии (Ranalli, Fischer, 1984); 2 – принятое распределение вязкости в Земле; 3 – распределение вязкости в молодой Земле (до начала ее дифференциации)

Учитывая сказанное, а также то, что температура в ядре приблизительно на 50–100 °С превышает температуру плавления “ядерного” вещества (т.е. что оно перегрето), примем в первом приближении его вязкость приблизительно равной 10^{-1} – 10^{-2} П. О вязкости внутреннего ядра мы ничего не знаем, кроме того, что она на много порядков должна превышать вязкость вещества во внешнем ядре.