

2. Вклад сейсмологии

2.1. Сейсмические волны. Термин «сейсмология» означает изучение землетрясений, но он же означает и изучение внутренних областей Земли с помощью сейсмических волн, которые могут распространяться прямо через тело планеты. Значительная часть полученных сведений определяется тем, сколько времени затрачивают волны, проходя различные расстояния.

Сейсмические волны могут возникнуть при любом возмущении грунта, но только землетрясения и ядерные взрывы представляют собой достаточно крупные *источники*, или *очаги*, таких волн, чтобы эти волны можно было уловить на противоположной стороне Земли. Возникающие волны относятся, как показано на рис. 2.1, к четырем типам. Их можно разделить на объемные и поверхностные: объемные волны проходят внутри Земли, а поверхностные волны — только близ поверхности. В свою очередь объемные волны делятся на два вида. *Продольные волны*, или *P-волны*, — это просто звуковые волны, распространяющиеся внутри Земли; частицы вещества, через которое проходят эти волны, колеблются взад и вперед в направлении движения волны (рис. 2.1, *а*). При прохождении *поперечных волн*, или *S-волн*, частицы колеблются перпендикулярно направлению распространения волны (рис. 2.1, *б*).

Волна — это распространение некоторой деформации в том или ином веществе (рис. 2.1). Если в каком-либо небольшом объеме упругой среды каким-то образом происходит изменение формы или объема, т. е. если происходит *деформация* вещества, заключенного в этом объеме, то развивается *напряжение*, которое стремится вернуть вещество к невозмущенному состоянию. Отношение величины этого напряжения к величине деформации называется *модулем упругости* материала. Скорость распространения упругой волны возрастает с повышением этого модуля, но убывает с увеличением плотности материала. Общее выражение скорости волны — это квадратный корень из отношения модуля упругости к плотности:

$$\text{скорость волны} = \sqrt{\frac{\text{модуль упругости}}{\text{плотность}}}. \quad (2.1)$$

Материал можно деформировать по-разному, поэтому любое вещество характеризуется более чем одним модулем упругости и более чем одной скоростью распространения волн. Выражения для скоростей двух сейсмических объемных волн имеют следующий вид:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (2.2)$$

где ρ — плотность; K — *объемный модуль упругости*, или *модуль всестороннего сжатия*, который определяет величину напряжения (т. е. силу, действующую на единичную площадь),

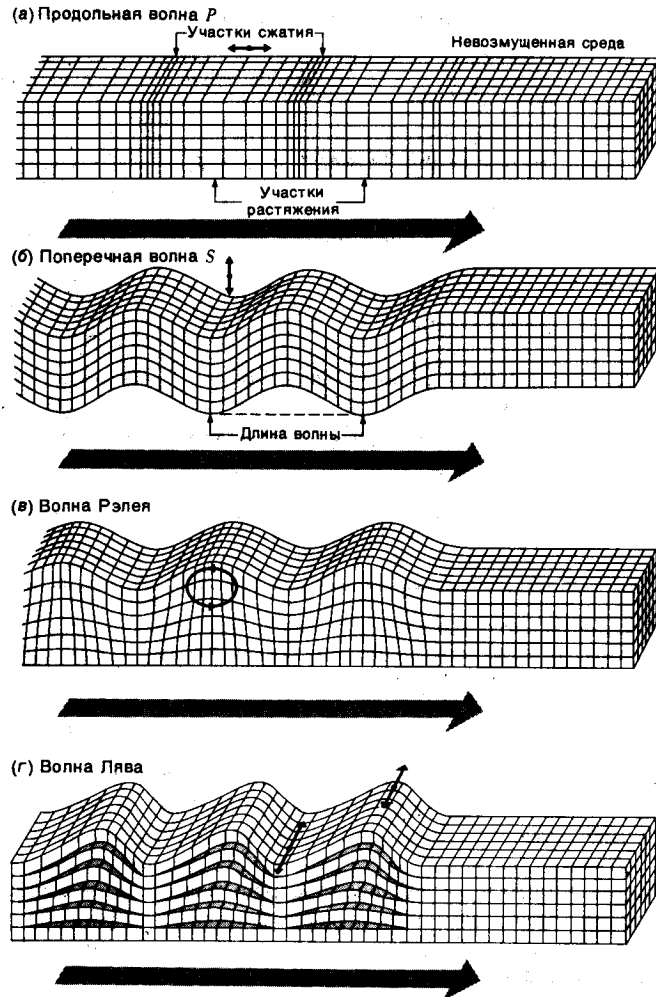


Рис. 2.1. Четыре типа сейсмических волн. a – продольная волна. Частицы колеблются вдоль направления распространения волн; b – поперечная волна. Частицы движутся в перпендикулярном направлении; c – волна Рэлея. Колебания частиц имеют более сложный характер, но у поверхности каждая частица описывает эллипс с обратным движением в его верхней части; d – волна Лява. Движение частиц – поперечное и горизонтальное. Как в волнах Рэлея, так и в волнах Лява движение частиц затухает с увеличением глубины от поверхности. (По рисунку из книги Б. Болта [20].)

необходимого, чтобы сжать материал до меньшего объема; μ – модуль упругости второго рода, или модуль сдвига, определяющий величину напряжения, необходимого, чтобы изменить форму тела, состоящего из данного материала. Анализ рис. 2.1 показывает, что продольные волны и сжимают вещество, и изменяют его форму, и поэтому V_p зависит от K и от μ . С другой стороны, поперечные волны только изменяют форму вещества.

Анализ обеих формул (2.2) показывает, что V_p всегда больше, чем V_s , поэтому P -волны какого-либо землетрясения всегда приходят к сейсмографам регистрирующей сейсмической станции раньше, чем S -волны (рис. 2.2). Еще до того, как стала известна природа этих волн, их приход называли первичной (primary) и вторичной (secondary) волной (отсюда и обозначения: P - и S -волны). Однако их можно считать волнами сжатия (pressure) и волнами сдвига (shear). Вторым выводом из анализа формул (2.2) состоит в том, что попе-

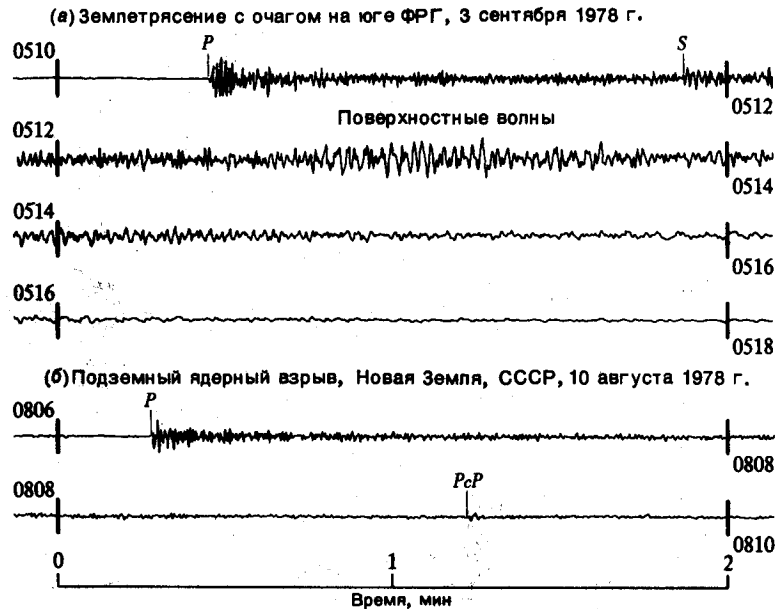


Рис. 2.2. Записи сейсмических волн—сейсмограммы. Верхняя сейсмограмма—запись землетрясения, возникшего всего лишь в 8° от регистрирующей станции. На сейсмограмме хорошо различаются продольные P , поперечные S и поверхностные волны. Нижняя сейсмограмма относится к советскому ядерному взрыву, произведенному в 31° от регистрирующей станции. Ясно виден приход волны PcP . Обе записи сделаны на сейсмической станции Лестерского университета (Англия) в Чарнвуд-Форесте (CWF) и любезно переданы авторам доктором М. А. Ханом. (Путь волны PcP показан на рис. 2.5. В градусной мере выражены эпикаentralные углы—длины дуг между радиусами, проведенными к очагу сейсмических волн и к записывающей станции из центра Земли.)

речные волны не могут распространяться в таком веществе (например, в жидкости), которое не может сопротивляться изменению формы и, следовательно, не обладает жесткостью (т. е. $\mu = 0$). Этот вывод имеет важное значение, так как мы используем его для доказательства, что часть земного ядра находится в жидком состоянии (разд. 2.3).

Другие два типа волн, показанные на рис. 2.1, называются поверхностными волнами, так как они могут возникнуть только тогда, когда имеется какая-то поверхность; обычно это поверхность Земли. При удалении от поверхности амплитуда таких волн резко уменьшается. По этой причине, а также потому, что они распространяются медленнее, чем P - и S -волны, поверхностные волны играли небольшую роль на ранней стадии развития сейсмологии. Теперь это не так, и мы рассмотрим их подробнее в разд. 2.4.

Главная задача настоящей главы—найти значения V_p и V_s для всех глубин внутри Земли и тем самым показать, что земные недра можно разделить на отличающиеся одна от другой концентрические зоны, между которыми происходит скачкообразное или быстрое изменение скоростей распространения сейсмических волн. Дальнейшая задача—установить другие свойства земных недр, которые можно определить по модулям упругости и по плотности. В гл. 3 мы сможем количественно оценить изменения плотности,

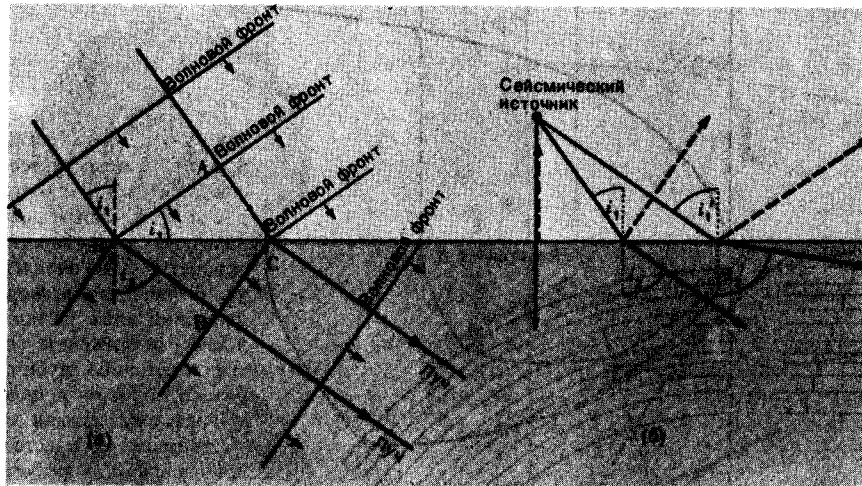


Рис. 2.3. Преломление и отражение сейсмических волн. *a* – параллельные волны входят в среду с более высокой волновой скоростью. При этом волновые фронты, движущиеся друг за другом на равных расстояниях, ускоряются: время движения волны от В к D равно времени движения от А к С; *b* – выбранные лучи расходятся из точечного источника и преломля-

ются на границе двух слоев. Все они подчиняются закону $\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2}$, где V_1 и V_2 – скорости в верхнем и нижнем слоях соответственно. Кроме того, появляются отраженные лучи, так что не вся энергия волны проходит через границу между слоями.

что имеет важное значение, поскольку плотность дает гораздо лучшее представление о вещественном составе глубинных областей, чем сейсмические скорости.

2.2. Определение скоростей *P*- и *S*-волн как функций глубины. Прежде всего нам необходимо понять законы, управляющие распространением волн внутри Земли. «Точечный» источник сейсмических волн, такой, как точка взрыва или очаг землетрясения, будет излучать волны во все стороны одинаково, и они образуют сферический фронт, но когда волны войдут в область с другой плотностью и другими упругими свойствами, а значит, и с другой сейсмической скоростью, сферическая поверхность волнового фронта исказится, изменит форму. Это очень похоже на распространение света, но когда речь идет о явлениях, связанных со светом, нам привычнее говорить не о волновом фронте, а о лучах, причем луч можно представить себе как путь, проходимый малой площадкой волнового фронта (рис. 2.3). Площадка АВ движется к положению CD, где AC и BD пропорциональны V_1 и V_2 – сейсмическим скоростям двух различных материалов. Поэтому можно написать

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{AC/BC}{BD/BC} = \frac{AC}{BD} = \frac{V_1}{V_2}. \quad (2.3)$$

Это основной закон преломления на границе двух сред, аналогичный закону Снеллиуса в оптике.

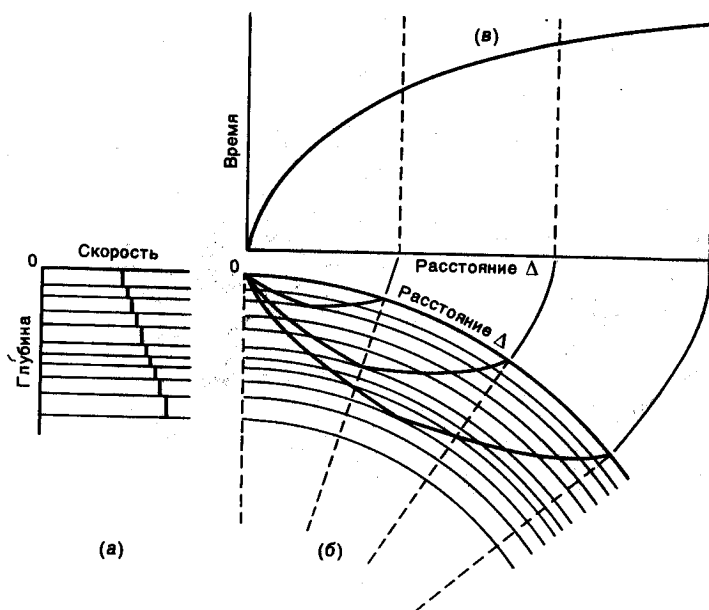


Рис. 2.4. Схема сейсмических лучей в концентрически расслоенной Земле. *а* — изменение скорости можно приближенно выразить малыми приращениями скорости в многочисленных слоях; *б* — увеличение скорости при движении вниз заставляет лучи после достижения некоторой максимальной глубины отклоняться обратно к поверхности; *в* — годограф — график зависимости времени от расстояния, или кривая времени пробега. Заметьте, что расстояние определяется эпицентральной углом Δ — углом между радиусами, проведенными из центра Земли.

В большинстве случаев изменение скорости происходит в Земле не резкими скачками на определенных границах, а непрерывно, и мы можем представить себе (рис. 2.4) внутренние области Земли как серию тонких концентрических оболочек (скорлупок) и применить к каждой из них уравнение (2.3). В этом случае можно было бы, если бы мы знали скорость на всех глубинах, проследить путь различных волн через Землю до их выхода на поверхность, а также подсчитать, сколько времени потребуется каждой волне на этот путь (рис. 2.4, *в*). К сожалению, мы имеем дело с обратной задачей: получить график изменения скорости с глубиной. Однако мы ограничены сведениями, касающимися только поверхности нашей планеты, и единственное, что мы можем наблюдать, — это время прихода сейсмических волн к различным участкам земной поверхности.

Обратные задачи, т. е. задачи, связанные с определением того, что находится на глубине, по измерениям, выполненным на поверхности или над ней, весьма распространены в геофизике. Обычно обратные задачи решаются гораздо труднее, чем прямые, но для разбираемой здесь сейсмической задачи можно вывести (см. приложение 1) математические выражения, позволяющие получить график зависимости скорости от глубины путем обращения *годографа* (рис. 2.4, *в*) — кривой, характеризующей время пробега сейсмических волн. Однако прежде всего рассмотрим, как в течение многих лет кропотливого анализа многих записей землетрясений были построены точные и детальные графики зависимости времени пробега сейсмических волн от расстояния.

Процесс начинается с того, что где-то происходит сильное землетрясение и волны от него приходят на сейсмические станции, разбросанные по всему миру. Следующий шаг — выделить приход одних и тех же волн в записях различных станций, поскольку кроме упоминавшихся уже *P*-, *S*- и поверхностных волн существует множество других лучей, отраженных и (или) преломленных внутри Земли; некоторые из них показаны на рис.

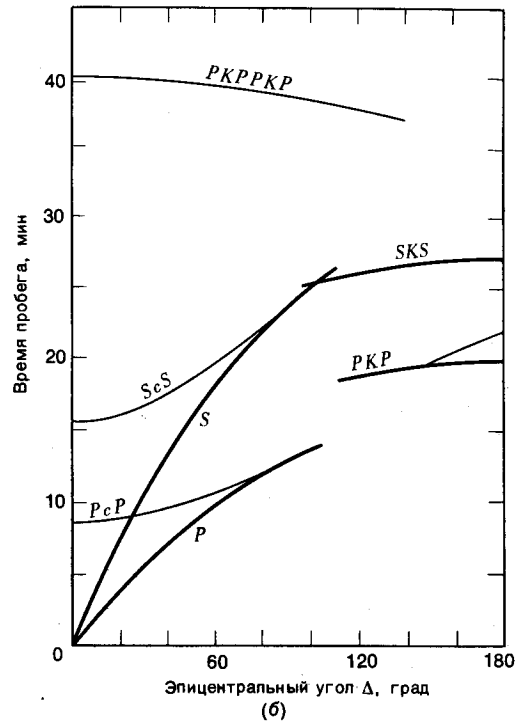
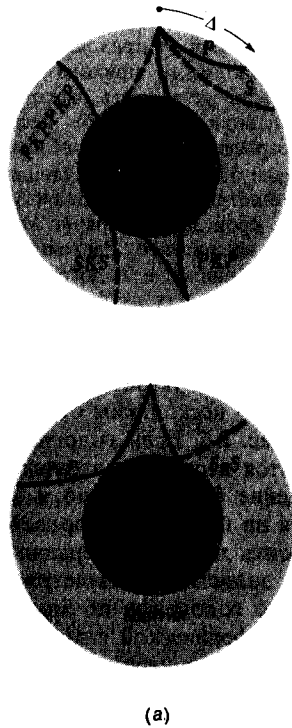


Рис. 2.5. Выбранные сейсмические лучи и соответствующие им годографы. *a* – в мантии, где скорость в общем случае с глубиной возрастает, лучи изгибаются и отходят от вертикали. Те лучи, которые достигают ядра, либо отражаются обратно в мантию, либо преломляются и входят в ядро, где скорость ниже. Заглавными буквами обозначается и тип волны, и та часть Земли, через которую эта

волна проходит. Обозначение *K* относится к продольной волне, проходящей через ядро; буквой *s* обозначается отражение от ядра. Лучи могут испытать гораздо больше отражений и преломлений, чем показано на рисунке; *b* – соответствующие годографы. На практике, конечно, схема *a* выводится из графиков *b*, а не наоборот [182, 110].

2.5, *a*. (Заметим, однако, что эти «мешающие» отраженные и преломленные волны имеют важное значение для совершенствования наших знаний об изменении скорости волн во внутренних областях Земли.)

И все-таки нам неизвестно ни место, ни время землетрясения. Их можно оценить, только сравнивая записи разных станций: ближайшая к очагу землетрясения станция запишет его волны раньше всех и с наибольшей амплитудой. Таким образом можно построить грубые, приближенные годографы для *P*- и *S*-волн. Когда это будет сделано, мы сможем использовать уже более точный метод оценки времени землетрясения и расстояния от его очага по разности времен прихода *P*- и *S*-волн. На рис. 2.5, *b* видно, как эта разность связана с расстоянием между сейсмической станцией и местом землетрясения (расстояние выражено через эпицентральный угол Δ). Таким образом, время и расстояние

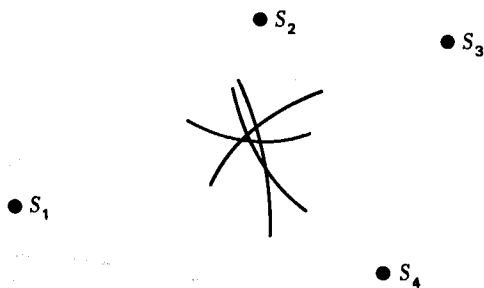


Рис. 2.6. Определение места землетрясения. По промежутку времени от прихода P -волны к сейсмической станции до прихода S -волны (см. рис. 2.2) можно установить, исходя из годографов этих волн (рис. 2.5,6), расстояние до очага землетрясения. Если подобные наблюдения проведены на нескольких станциях (S_1-S_4), то место землетрясения определяется по пересечению дуг, проведенных вокруг этих станций, как показано на рисунке. Расхождение засечек указывает на ошибку в годографах и может быть использовано для их исправления.

считываются с годографа. Одной станции недостаточно, чтобы указать место землетрясения; можно определить только расстояние до него. Но по нескольким станциям место землетрясения засечь уже можно, как это показано на рис. 2.6. Если годограф (рис. 2.5) построен неточно, то вместо одного пересечения появится несколько засечек, и фигуру годографа можно будет уточнить, так чтобы расхождение было сведено к минимуму.

Одно землетрясение дает только отдельные значения на годографе, соответствующие расстояниям до записавших его станций. Чтобы построить почти непрерывные кривые, такие, как на рис. 2.5, необходимо в течение многих лет записывать землетрясения, происходящие во всем мире. Подобный синтез непрерывного годографа по многим землетрясениям возможен только потому, что Земля обладает сферической симметрией высокой степени (с поправкой на экваториальное вздутие, обусловленное вращением) (см. разд. 3.3.1). На сегодняшний день время пробега сейсмических волн при полной его продолжительности около 20 мин определяется с точностью до нескольких секунд. Большая часть остающихся невязок обусловлена неоднородностями в недрах Земли (разд. 8.9).

Правила, по которым годографы обращаются в скоростные разрезы — графики зависимости скорости P - и S -волн от глубины, изложены в приложении 1 в конце книги. В настоящее время к этим правилам добавляются и другие, представляющие собой более сложный и совершенный метод проб и ошибок. По найденному скоростному разрезу рассчитываются для различных эпицентральных углов времена пробега, которые сравниваются с наблюдаемыми временами. Затем для лучшего согласия вычисленных и наблюдаемых значений скоростной разрез уточняется в ходе непрерывного итерационного процесса. Для дополнительной проверки выбранных зависимостей скорости от глубины используются годографы более сложных трасс волн, таких, как PcP и $PKPPKP$ (рис. 2.5).

2.3. Сейсмические скорости и строение Земли. На рис. 2.7 показан один из последних скоростных разрезов с некоторыми вариантами для ядра, поскольку здесь имеется значительная неопределенность. Важнейшей особенностью этого разреза является резкое уменьшение скорости P -волн на глубине 2900 км, сопровождающееся исчезновением S -волн. Это тот самый *раздел*, который, по определению, служит границей между мантией и ядром. Отсутствие S -волн позволяет сделать вывод, что внешнее ядро жидкое: поперечные волны, как мы видели в разд. 2.1, не могут проходить через жидкость.

Резкое уменьшение V_p на границе ядро — мантия приводит к тому, что лучи, входящие в ядро, преломляются таким образом, что путь их распространения приближается к *вертикали*, в результате чего P -волны не попадают на земную поверхность в зоне между 103 и 142° от места землетрясения, в так называемой *зоне тени*, показанной на рис. 2.8. Од-

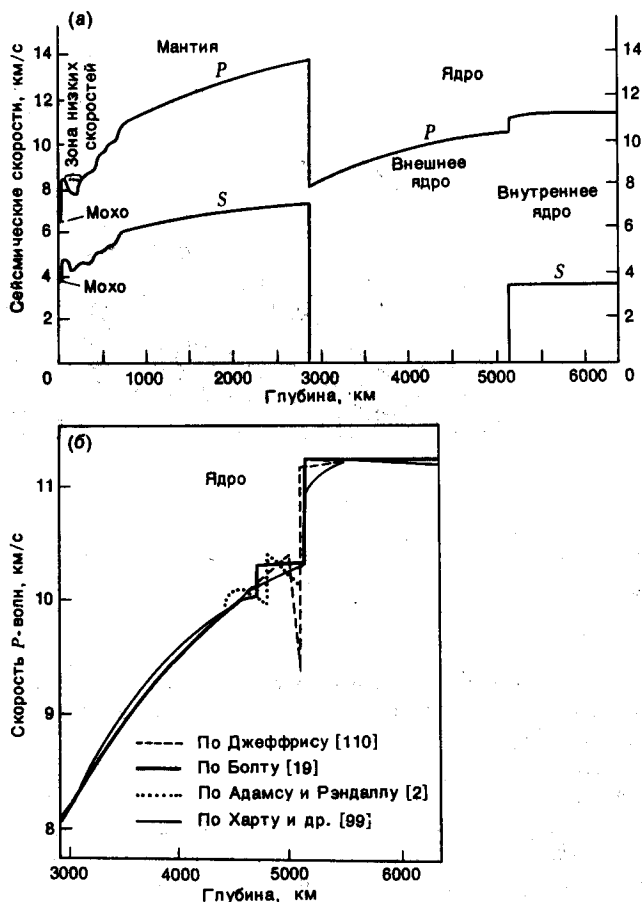


Рис. 2.7. Зависимость сейсмической скорости от глубины. а — один из последних вариантов скоростного разреза для всей Земли [99]. Будущие уточнения окажутся, вероятно, небольшими, за исключением, возможно, участка перехода внутреннее ядро — внешнее ядро; б — некоторые варианты скоростного разреза земного ядра, показывающие степень неопределенности на участке перехода внутреннее ядро — внешнее ядро. (Кривая Джеффриса взята из 4-го издания его книги [110]; кривая Болта перечерчена из журнала Nature [19] с разрешения компании Macmillan Journals Ltd.; кривая Адамса и Рэндалла [2] приводится с разрешения Сейсмологического общества Америки.)

нако это не полная тень, на основании чего г-жа Леманн в 1936 г. высказала предположение о существовании внутреннего ядра, в котором V_p возрастает на значительную величину, а лучи отклоняются от нормали на больший угол¹ и, таким образом, попадают в зону тени (лучи E и F на рис. 2.8). До сих пор неизвестно, какую именно форму имеет переход от внешнего ядра к внутреннему, хотя и ясно, что так или иначе там должно происходить возрастание V_p . На рис. 2.7, б приведены некоторые предположения на этот счет. Причина такой неопределенности отчасти состоит в том, что лучи, прежде чем достичь внутреннего ядра, должны проделать долгий путь, и поэтому они ослабевают, а отчасти в том, что любые ошибки в скоростном разрезе верхних частей Земли затушевывают детали, относящиеся к границе внутреннего ядра. Существует одна особенность, общая для всех предложенных вариантов скоростного разреза: переход от внешнего ядра

¹ Из-за сильных преломляющих свойств внутреннего ядра.—Прим. ред.

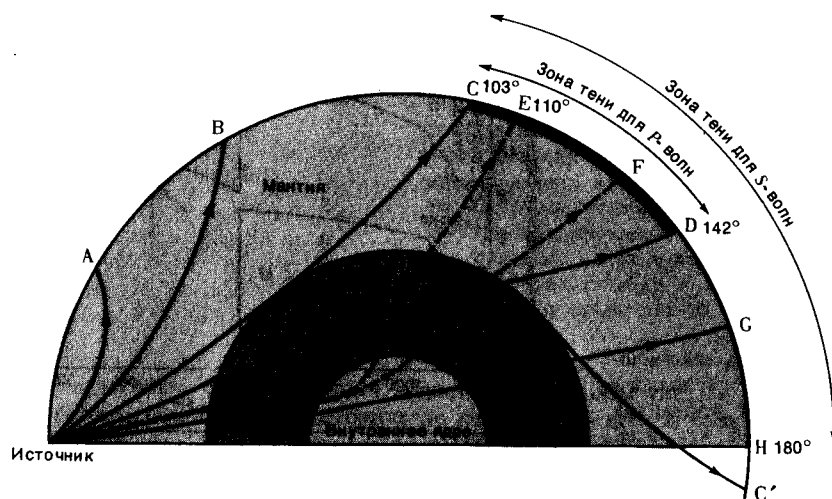


Рис. 2.8. Выбранные лучи P -волн и зона тени от ядра. Показаны лучи (A–H), исходящие из источника под различными углами, постепенно становящимися круче. Луч C касается ядра, а луч, немного более крутой, преломляется в ядро и выходит в точке C'. На участок CD

не попадали бы никакие лучи, если бы внутреннее ядро не отклоняло некоторые лучи в эту зону тени (небольшая доля сейсмической энергии все-таки достигает поверхности и дальше точки C вследствие дифракции; см. рис. 8.20 [182]).

к внутреннему никто не изображает в виде единого раздела, и поэтому мы говорим о зоне перехода. (Дальнейшее обсуждение этого вопроса читатель найдет в гл. 1 книги Джейкобса [108].)

Длительное время считали, что возрастание V_p может быть связано с тем, что внутреннее ядро твердое, так как если модуль сдвига μ отличается там от нуля, то это объясняет увеличение V_p по отношению к внешнему ядру, где μ равно нулю (уравнения (2.2)). Расчеты периодов собственных колебаний Земли (разд. 2.5) подтверждали предположение о твердом состоянии внутреннего ядра, но более непосредственным доказательством служило бы выделение S -волн, однако сделать этого не удавалось до 1972 г. [116]. Вопрос о существовании твердого внутреннего ядра важен, например, для понимания конвекции в ядре, без которой не обойтись, по всей вероятности, при объяснении природы магнитного поля Земли (гл. 6).

Обратимся теперь к мантии. Скорость в ней в общем растет с глубиной, однако в верхних 1050 км мантии на этот постепенный рост накладывается серия скачков. В гл. 3 и 7 мы отождествим их с фазовыми изменениями, обусловленными тем, что высокое давление способствует переходу минералов в более плотные фазы с большими значениями модулей упругости. Имеются также данные о существовании переходной зоны в основании мантии: сейсмические скорости растут там медленнее, чем в областях над этой зоной.

Другая важная особенность скоростного разреза мантии – понижение скорости на глубинах от 60 до 250 км, в так называемой *зоне низких скоростей*. В результате понижения скорости образуется зона тени (появление тени – следствие уменьшения скорости книзу) и возникают другие необычные свойства, в том числе затухание, т. е. частичное погло-

щение волн, проходящих через эту область. Зону низких скоростей часто отождествляют с *астеносферой* – полупластичным слоем, существование которого обеспечивает возможность вертикальных перемещений или изостатической компенсации приповерхностных масс (разд. 8.2). Однако сейсмические и пластические свойства горной породы не так уж тесно связаны между собой, и два указанных термина («зона низких скоростей» и «астеносфера») не следует считать синонимами. Подробнее мы рассмотрим этот вопрос в разд. 8.5.

Наконец, близ поверхности – так близко, что это трудно показать в масштабе рис. 2.7, – располагается раздел Мохоровичича, названный в честь югославского сейсмолога, открывшего его в 1909 г. В западной литературе этот раздел часто для краткости называют просто Мохо. Хотя обычно на разделе Мохо происходит резкое возрастание сейсмических скоростей, необходимо отметить, что значительные изменения скоростей обнаруживаются и вблизи этого раздела, как над, так и под ним. Раздел Мохоровичича существует почти везде, но его глубина меняется от места к месту. Под континентами она составляет в среднем 35 км (изменяясь от 20 до 90 км), а под океанами – 5–10 км. Мохо определяет границу между корой и мантией; характер изменения горных пород на этой границе обсуждается в разд. 7.2.

Мы отметили только наиболее очевидные особенности скоростных разрезов (рис. 2.7). Из этих разрезов можно было бы кое-что узнать также о плотности и упругих свойствах областей, заключенных между сейсмическими разделами. Однако для этого требуются некоторые дополнительные сведения, поэтому обратим наше внимание на другие виды сейсмических данных.

2.4. Поверхностные волны. На рис. 2.1, в, г показаны два типа сейсмических поверхностных волн. Волны Рэлея во многом похожи на волны, образующиеся на воде: прохождение волны Рэлея заставляет точку на поверхности Земли двигаться по эллипсу в вертикальной плоскости, как пробку по воде. При этом, опять же подобно волнам на поверхности воды, амплитуда колебаний частиц уменьшается с глубиной. Это хорошо для подводных лодок: если они погрузятся на глубину около 100 м, их уже вряд ли будут беспокоить поверхностные волны, возникающие при шторме. Амплитуда волн разной длины уменьшается с глубиной по одному и тому же закону при условии, что глубина измеряется длинами волн. Таким образом, существует важная закономерность: возмущение, вызванное длинными волнами, ощущается на большей глубине, чем возмущение от коротких волн.

Скорость волн Рэлея зависит главным образом от модуля сдвига и от плотности породы; обычно ее принимают равной 0,92 от скорости S-волн. Поскольку возмущения не ограничиваются только самой поверхностью, их скорость нельзя определять по свойствам одних лишь поверхностных пород, а надо учитывать и породы, залегающие глубже, хотя с глубиной их влияние уменьшается.

Зависимость скорости от свойств материала, слагающего глубинные горизонты, сильнее для более длинных волн, так как возмущения в этом случае достигают больших глубин. Следовательно, в районе, где V_s с глубиной меняется (а обычно так и происходит), скорость длинных поверхностных волн будет отличаться от скорости коротких волн, и это различие скоростей можно использовать для суждения о том, как V_s меняется с глубиной.

Скорость, определяемая по времени пробега поверхностных волн определенного периода между двумя точками на поверхности Земли, – это, конечно, средняя скорость. В сравнении с результатами, получаемыми по объемным волнам, это можно считать пре-

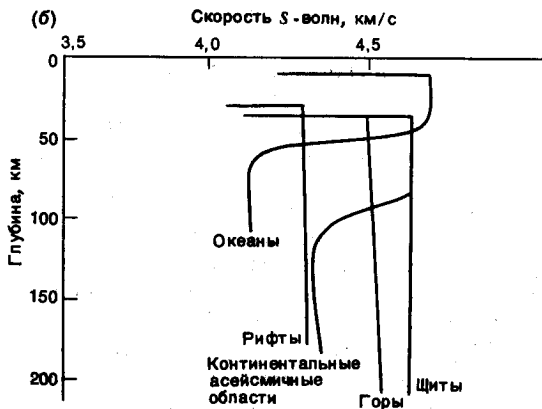
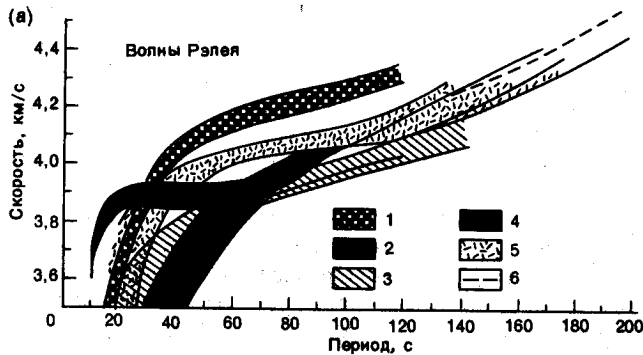


Рис. 2.9. Дисперсия поверхностных волн. *а* – дисперсия волн Рэлея в областях различного строения. (Период волны – мера ее длины, так как он равен скорости, деленной на длину волны.) Данные о свободных колебаниях выводятся из характеристик волн, длина которых приближается к размерам Земли; *б* – скоростные разрезы для *S*-волн, соответствующие данным рис. 2.9, *а*. Для волн Лява получены сходные результаты. 1 – щиты; 2 – Анды; 3 – рифты; 4 – океаны; 5 – асейсмичные древние платформы континентов; 6 – свободные колебания. ([124], с разрешения издательства Elsevier.)

имуществом, если мы хотим избавиться от влияния изменений скорости, связанных с небольшими объектами, например связанных со значительной изменчивостью пород земной коры. Другое преимущество поверхностных волн состоит в том, что их дисперсия позволяет получить данные о площадях (в частности, об океанах), где очень мало записывающих станций. На рис. 2.9, *а* показаны результаты определения дисперсии для разных типов земной поверхности, а на рис. 2.9, *б* – изменения V_s с глубиной, вычисленные по дисперсии поверхностных волн. Следует отметить, что отклонения от сферической симметрии очень малы, хотя эти результаты указывают на региональные различия. К вопросу о латеральных изменениях сейсмических скоростей мы вернемся в разд. 8.9.

До сих пор мы говорили только о поверхностных волнах Рэлея. Вторым типом поверхностных волн – волны Лява, в которых колебания направлены только горизонтально (рис. 2.1, *г*). Свойства волн Лява значительно сложнее, чем свойства волн Рэлея, но информативность их сравнительно невелика, так что получаемые от них сведения можно считать дополнительными к сведениям, получаемым при изучении волн Рэлея.

2.5. Свободные колебания Земли. Любое упругое тело можно посредством соответствующего возбуждения привести в характерные для этого тела колебания. Примерами

могут служить колокол, скрипичная струна или столб воздуха в трубе органа. Земля — тоже упругое тело, и в результате сильного землетрясения в ней могут начаться естественные колебания, причем этот «звон» (или «гул») не прекращается иной раз в течение многих часов и даже дней.

Расчет частоты этих колебаний представляет собой очень серьезную математическую задачу, поэтому в данном разделе мы попытаемся дать качественную характеристику того, что входит в такой расчет, без составления и решения уравнений. Последующий текст, набранный петитом, включает это описание; те, кто предпочитают пропустить этот материал, найдут краткое резюме сразу же после него, в конце раздела.

Когда через какое-либо упругое тело или по его поверхности проходят те или иные волны, то в общем случае эти волны отражаются у концов или границ тела. В этом можно убедиться, наблюдая водяные волны, ударяющие в стенку причала или в край ванны. Рассмотрим для простоты параллельные волны, пересекающие канал с прямолинейными бортами. Отразившись последовательно от обоих бортов канала, такие волны вновь движутся в первоначальном направлении (рис. 2.10, а). При этом они могут либо совпасть с новыми, только что возникшими волнами, и в таком случае амплитуда волн возрастет, либо могут оказаться «не в фазе» и поэтому будут частично сглаженными. Условие взаимного усиления волн состоит в том, что в удвоенной ширине канала должно

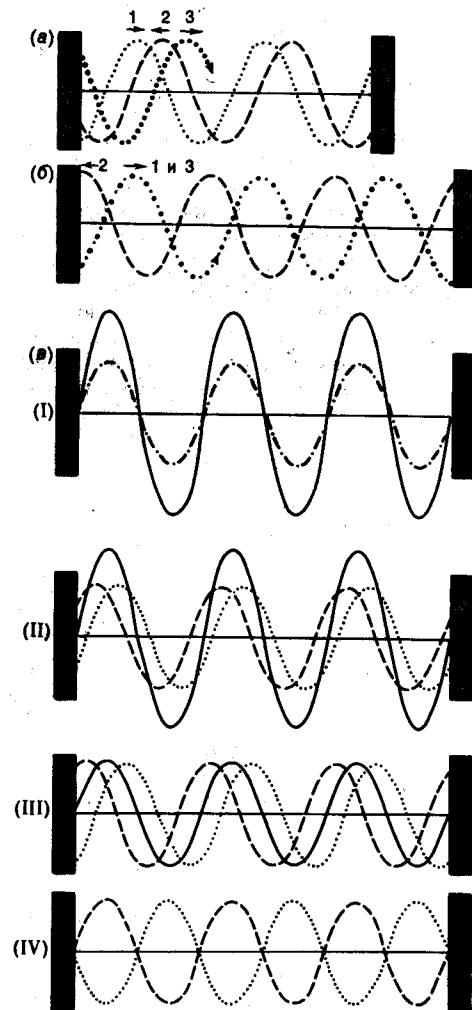


Рис. 2.10. Стоячие волны. а — волна на поверхности воды отходит от левой стенки (1) и отражается затем обратно (2) от правой стенки. В общем случае отразившаяся от обеих стенок волна (3) не совпадает в точности с первоначальной волной, и поэтому они частично гасятся. Это сглаживание будет полным после многократных отражений; б — если в удвоенное расстояние между стенками точно укладывается целое число длин волн, то дважды отраженная волна совпадает с первоначальной волной и усиливает ее; в — на четырех схемах показано сложение прямой и отраженной волн в различные моменты при условии б. Амплитуда волны, образовавшейся из двух наложившихся друг на друга волн (сплошная линия), меняется от нуля до удвоенной амплитуды каждой из складывающихся волн, но положение ее гребней и прогибов не меняется (отсюда и термин — «стоячая волна»).

укладываться целое число длин волн (рис. 2.10, б).

Когда это условие выполняется, волны уже как бы не движутся поперек канала, а стоят на месте, как это можно увидеть, складывая прямую и отраженную волны в последовательные моменты времени (рис. 2.10, в). Это так называемые *стационарные*, или *стоячие*, волны. Тот же самый результат мы получили бы, решая уравнения для колебаний в канале без учета распространения волн; оба подхода равноценны.

Такое же усиление колебаний с образованием стоячих волн происходит в двумерном теле, таком, как лист металла, при ударах по нему (например, звук гонга), если только волны, чтобы приобрести первоначальное направление, не должны отразиться несколько раз от разных краев. Подобным же образом можно получить стоячие волны в трехмерном теле — вот почему человек, поющий в ванной, обнаруживает, что некоторые ноты звучат громче других. Во всех случаях, когда мы ударяем по какому-либо предмету, мы замечаем, что колебания с определенными длинами волн сохраняются долго, а колебания с промежуточными периодами быстро замирают. Конечно, могут происходить одновременно и много разнопериодных колеба-

ний при условии, что для каждого из них выполняется условие усиления амплитуды волн. Например, будут усиливаться и образовывать стоячие волны те колебания, длина волны которых равна удвоенной ширине канала, просто ширине канала, половине ширины, трети, четверти ширины и т. д. Обычно можно заметить много стоячих волн, но, как правило, преобладают самые длинные.

В случае Земли образование стоячих волн связано в основном с поверхностными, а не с объемными волнами. Наибольший для нас интерес представляют очень длинные поверхностные волны (длина которых сравнима с радиусом Земли), так как их амплитуда медленнее всего уменьшается с глубиной и поэтому зависит от модулей упругости и от плотности на больших глубинах, захватывающих в некоторых случаях даже внутреннее ядро. Эти волны значительно длиннее, чем те, которые рассматривались в предыдущем разделе и на которые воздействовали свойства слоев, отстоящих от поверхности лишь на несколько десятков километров. Отличие поверхностных волн от свободных колебаний состоит не только в разной длине волн, но и в том, что во втором случае мы имеем дело со стоячими волнами. В общем здесь проще рассуждать о разных видах колеба-

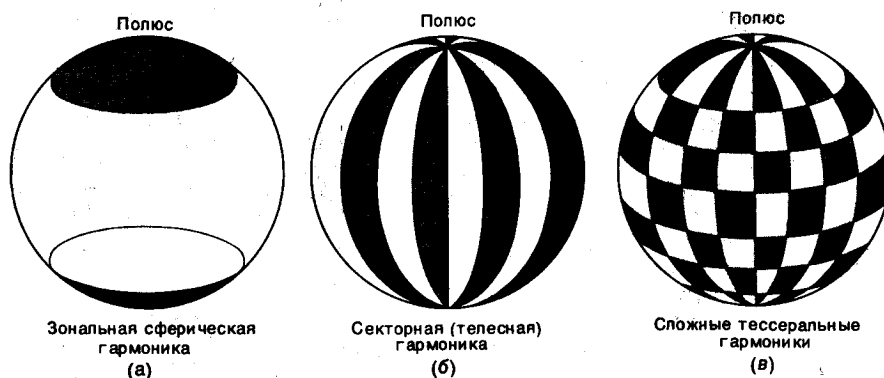


Рис. 2.11. Движения разных участков поверхности при некоторых свободных колебаниях Земли. Светлые и темные участки в любой момент времени смещаются в противоположных направлениях и разделяются узловыми (нодальными) линиями, вдоль которых не происходит

никаких движений (нодальные линии расположены на пересечениях нодальных плоскостей, проходящих внутри Земли, с ее поверхностью). Движения, соответствующие левой схеме, показаны на рис. 2.12 (тип ${}_0S_2$).

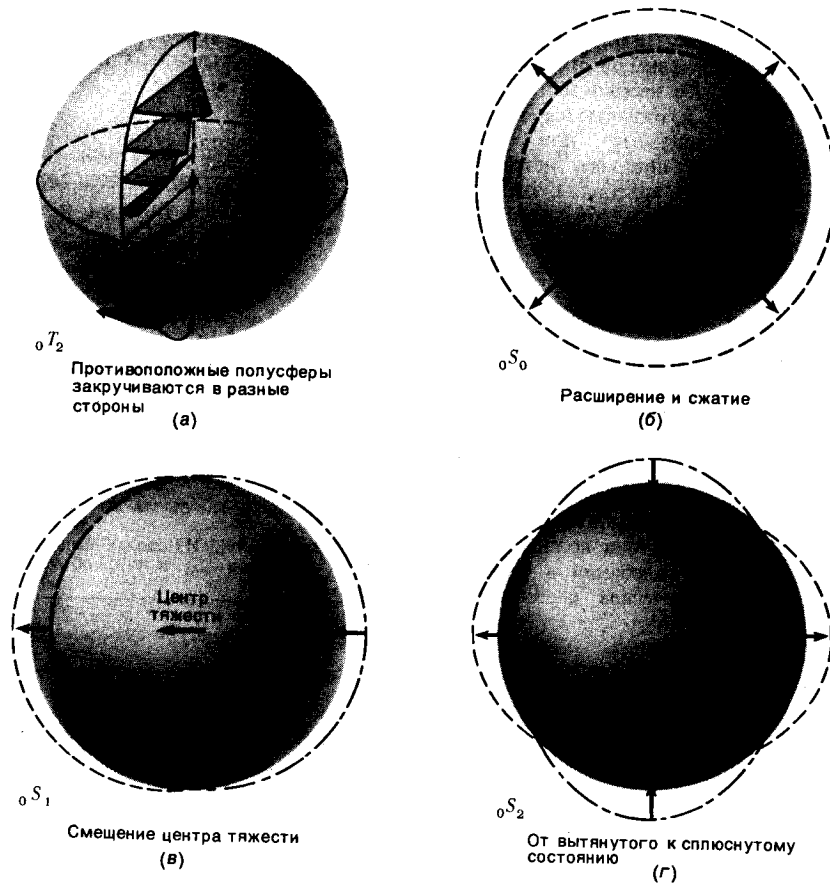


Рис. 2.12. Смещения и упругие движения при некоторых типах колебаний. Движения могут быть чисто тангенциальными относительно поверхности Земли, вызывающими ее скручивание (крутильные типы колебаний T), или же преимущественно или полностью радиальными (сфероидальные типы S). Цифровые индексы от-

носятся к числу и типу нодальных поверхностей в соответствии с обозначениями, принятыми в сферическом гармоническом анализе; дальнейшего их объяснения в этой книге не приводится. Заметьте, что ось симметрии связана с положением очага землетрясения, возбуждающего колебания, а не с осью вращения Земли.

ний, а не о длинах волн. Измеряем же мы в этом случае периоды волн, часто называемые *собственными периодами* или *периодами собственных колебаний*. Эти колебания называют свободными, так как они имеют характерный период для каждого отдельного тела и могут сохраняться в нем долго, если тело свободно от

действия внешних сил, которые возбудили бы другие, *вынужденные* колебания.

Появление расположенных в определенном порядке стоячих волн приводит к тому, что поверхность Земли делится на отдельные участки, причем соседние участки в каждый момент времени ¹вижутся в противоположных направ-

лениях. Вдоль границ этих участков (в узлах) никаких движений нет (рис. 2.11). Колебания частиц могут происходить преимущественно в радиальном направлении, т. е. вверх и вниз или же из стороны в сторону, и называются они соответственно сферодальными или тороидальными. На рис. 2.12 показаны некоторые типы наиболее медленных колебаний, когда на всей поверхности Земли образуется всего лишь несколько узловых (нодальных) линий. Эти колебания соответствуют очень длинным поверхностным волнам. (Колебания типа ${}_0S_1$ образуются, так как при этом вся Земля должна была бы двигаться взад-вперед, а это невозможно, как невозможно поднять самого себя, потянув за шнурки собственных ботинок!)

В табл. 2.1 приводятся значения периодов наиболее медленных колебаний. Как правило, чем проще тип колебания, тем длиннее его период (колебания типа ${}_0S_0$ — исключение; причины этого здесь не рассматриваются) и, значит, больше соответствующая длина волны; следовательно, период таких колебаний в большей степени зависит от физических свойств глу-

бинных областей. Именно потому, что колебания разных типов проникают на разную глубину, они и служат важным инструментом для изучения земных недр.

Таблица 2.1. Периоды свободных колебаний Земли

Сферодальные типы		Тороидальные типы	
Тип	Период, мин	Тип	Период, мин
${}_0S_0$	20,46		
${}_0S_2$	53,83	${}_0T_2$	43,94
${}_0S_3$	35,56	${}_0T_3$	28,37
${}_0S_4$	25,76	${}_0T_4$	21,72
${}_0S_{10}$	9,67	${}_0T_{10}$	10,31
${}_0S_{20}$	5,792	${}_0T_{20}$	5,993
${}_0S_{40}$	3,538	${}_0T_{40}$	3,333

Приведена только небольшая выборка наблюдаемых колебаний. Ошибки — менее 0,1%. (Из сводки Андерсона и Харта [8]. Значения символов ${}_0S_0$ и т. д. объяснены в подписях к рис. 2.11 и 2.12.)

Итак, периоды колебаний Земли определяются изменением плотности и модулей упругости в глубинных областях планеты. Это те же самые параметры, которые определяют скорости объемных волн, но наблюдение свободных колебаний Земли — совершенно независимый способ исследования этих параметров и поэтому служит дополнением к изучению объемных волн.

Краткое содержание. 1. При изучении сейсмических объемных волн регистрируется время, затрачиваемое этими волнами на путь через внутренние области Земли к пунктам на поверхности, находящимся на разных расстояниях от источника волн; волны при этом могут испытать одно или несколько отражений и преломлений на границах внутри Земли. Полученные сведения показывают, что Земля в очень высокой степени сферически симметрична (с поправкой на экваториальное вздутие).

2. Могут быть построены кривые времен пробега объемных (продольных и поперечных) волн; обращая географы, определяют значения сейсмических скоростей V_p и V_s для разных глубин, т. е. скоростные разрезы. Разделы и незакономерные отклонения, обнаруживаемые на скоростных разрезах, указывают на существование коры, мантии и ядра, а также на другие особенности внутренних областей Земли (рис. 2.7).

3. Наблюдение поверхностных волн — важный способ изучения близповерхностных различий, осредненных на различные площади, таких, как различия между океанами, щитами и горными системами.

4. Свободные колебания всей Земли, или стоячие поверхностные волны с длиной волны, сравнимой с радиусом Земли, зависят от тех же физических характеристик (модулей

всестороннего сжатия и сдвига, плотности), что и скорости объемных волн, но сами свободные колебания с объемными волнами совершенно не связаны. Поэтому они представляют собой дополнительный источник сведений о вариациях физических характеристик внутри Земли.

5. Хотя ни по периодам свободных колебаний, ни по скоростям объемных волн нельзя непосредственно выяснить распределение плотности внутри Земли, знание этих величин абсолютно необходимо, чтобы получить представление о возможных пределах значений плотности на той или иной глубине. О распределении плотности речь пойдет в следующей главе.

Общие работы, рекомендуемые для дальнейшего чтения:

Сейсмология, включая математическую обработку данных [78, 205].

Глобальная сейсмология (кроме свободных колебаний Земли) [109].