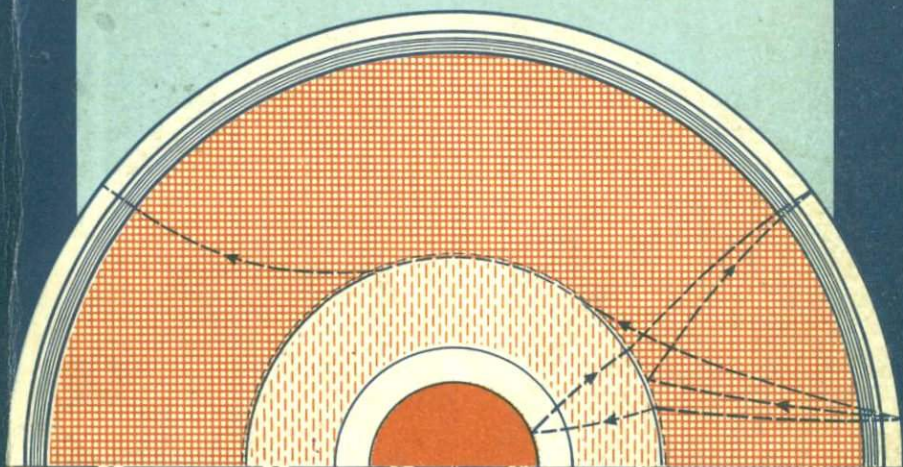


Б. Болт



В глубинах Земли

О чём рассказывают
землетрясения

«Мир»

Б. БОЛТ
**В глубинах
Земли**

Inside the Earth

Evidence from Earthquakes

Bruce A. Bolt

University of California, Berkeley

W. H. Freeman and Company
San Francisco

Б. Болт

550.34

В глубинах Земли

О чём рассказывают
землетрясения

Перевод с английского
А. Е. Кондорского

под редакцией
д-ра физ.-мат. наук
Л. П. Винника

Москва «Мир»
1984



ББК 26.21

Б 79

УДК 55

Болт Б.

Б79 В глубинах Земли: О чем рассказывают землетрясения: Пер. с англ.—М.: Мир, 1984,—189 с., ил.

Научно-популярная книга видного американского сейсмолога, автора многих работ, в том числе общедоступных статей и книг. В живой и увлекательной форме с использованием многочисленных иллюстраций рассказывается о том, как, изучая землетрясения, можно определить внутреннее строение и физические свойства вещества в недоступных прямым исследованиям недрах нашей планеты.

Для широких кругов читателей, желающих понять, каким образом ученые узнали строение Земли и других планет, а также познакомиться с историей геофизических исследований глубоких недр.

Б $\frac{1903020000-281}{041(01)-84}$ 114-84, ч. 1

ББК 26.21
551.42

*Редакция космических исследований,
астрономии и геофизики*

© 1982 by W. H. Freeman and Company
© Перевод на русский язык, «Мир», 1984

От редактора перевода

В век космических полетов к границам Солнечной системы исследования структуры земных недр, удаленных от нас на какие-нибудь сотни или в крайнем случае тысячи километров, не возбуждают столь же широкого интереса. Между тем подземный мир тесно связан с нашим земным миром, но при этом он куда менее доступен для исследований, чем поверхность далеких планет. Процесс познания этого мира богат и драматическими событиями, и яркими открытиями. В изучении глубоких земных недр ведущую роль играют сейсмические исследования; главным образом о них и идет речь в книге, написанной известным американским сейсмологом Б. Болтом.

Книгу Б. Болта можно отнести к категории научно-популярных, хотя она отличается от многих других произведений этого жанра. С одной стороны, она написана более легко и живо, чем можно было бы ожидать от профессионального ученого, а с другой, содержание предмета раскрыто несравненно глубже, чем это мог бы сделать профессиональный популяризатор науки. Автор книги сумел, избегая деталей и утомительных математических выкладок, осветить принципы сейсмических, а подчас и других методов исследования недр, дать представление не только о классических, но и о многих совсем новых открытиях и в конечном счете рассказать о главном в одной из важнейших и быстро развивающихся наук о Земле.

Достоинства книги хорошо иллюстрирует раздел о так называемых обратных задачах сейсмологии в главе 1. Автор объясняет, что из сейсмических наблюдений можно получить лишь сглаженные, осредненные параметры земных недр, которые не могут быть точными для каждой отдельной точки. В главе 7 то же самое выражается афористически: «Все точечные значения могут быть опасны для вашей работы». При чтении книги этот основной принцип интерпретации геофизических данных воспринимается почти как очевидный. Между тем он был сформулирован в явном виде лишь в конце 60-х годов в работах крупных теоретиков сейсмологии.

Книга написана красочным и своеобразным языком, перевести который без потерь иногда было очень трудно. Возьмем для примера придуманный автором

термин, который мы перевели как «неопознанное сейсмическое вступление», или, сокращенно, НСВ. В оригинале соответствующее сокращение имеет вид UEO, что очень похоже на UFO. Последнее означает unidentified flying object (неопознанный летающий объект). Так по-научному именуются «летающие тарелки», и автор намекает на некоторое сходство между НСВ и НЛО.

Особой похвалы заслуживают иллюстрации, многие из которых очень содержательны. Примечательна в этом отношении помещенная на обороте обложки первая в мире сейсмограмма, полученная в Потсдаме 17 апреля 1899 г. при сильном землетрясении в Японии. На этой сейсмограмме видно, что после прохождения упругих волн маятник сейсмографа не вернулся в прежнее положение. Таким образом, в результате землетрясения необратимые изменения земной поверхности произошли даже на другой стороне планеты!

Б. Болт адресует свой труд тем, кто начинает изучать геологию и геофизику, а также неспециалистам, интересующимся строением Земли. Думается, что книга будет полезна еще двум категориям читателей. В последние годы расширение круга задач и объема наблюдений привело в геофизику много новых людей, не получивших специального геофизического образования. Книга может служить для них хорошим справочным пособием. Геологам-тектонистам, петрологам, специалистам по теоретической физике и физике высоких давлений, использующим результаты сейсмических наблюдений, она поможет лучше ориентироваться в этих результатах.

По любезному разрешению автора в текст добавлены несколько поясняющих примечаний редактора и в список рекомендуемой литературы — три книги советских авторов.

Л. П. Винник

Предисловие

Книга предназначена для студентов и неспециалистов – всех, кого интересуют физические свойства недр нашей планеты. В этой книге я имел возможность осветить ряд интересовавших меня вопросов геофизики за последние двадцать лет. Благодаря характеру книги я мог использовать больше иллюстраций, чем это принято в научных трудах. Упрощенные диаграммы порой проясняют дело там, где слова терпят неудачу.

Большая часть рассуждений основывается на элементарных наблюдениях сейсмических волн, возбужденных землетрясениями и записанных приборами под названием «сейсмографы». В большинстве случаев неспециалисты, даже опытные ученые, воспринимают эти записи землетрясений как странные извилистые линии, лишённые формы и смысла, и мало кто пытался письменно объяснить, как эти линии несут информацию о глубоких недрах Земли. В то же время история исследований структуры земных недр позволяет нам осветить своеобразный характер работы геофизиков. В большей части наук объекты изучения доступны прямым измерениям. Но непосредственно наблюдать горные породы, залегающие глубже нескольких десятков километров от земной поверхности, абсолютно невозможно. Поэтому предлагаемое повествование предназначено для тех, кто любит детективные сюжеты в духе Шерлока Холмса. Если преступник застигнут на месте преступления, то никакой тайны нет. Но если по материалам следствия, которые частично получены из вторых рук, а частично допускают целый ряд толкований, надо найти и проверить улики, то это расследование захватывает наше воображение. Именно такая ситуация возникает при зондировании глубин Земли сейсмическими волнами, а моя задача заключалась в том, чтобы объединить основные результаты, полученные при изучении землетрясений.

Из всех наук сейсмология, изучающая землетрясения и связанные с ними процессы, наиболее интернациональна. С тех пор как приблизительно в 1900 г. были созданы первые сейсмологические обсерватории, стало понятно, что результаты сейсмических наблюдений отдельных обсерваторий для их полной и серьезной интерпретации должны быть объединены. Одиночная обсерватория, работающая в полной изоляции, может внести очень небольшой вклад в решение задачи о строении Земли. Имеющаяся у нас сегодня информация о земных глубинах получена усилиями ученых многих стран при анализе показаний

сейсмографов, расположенных на всех континентах. Углубление знаний продолжается и зависит от такого сотрудничества и обмена данными.

Читателю не следует думать, что в этой научно-популярной книге он найдет исчерпывающее описание исследований, касающихся вопросов строения и физики Земли. Книга охватывает большую часть предмета сейсмологии, но каждую из глав можно было бы существенно расширить. Однако автор надеется, что приводимый материал содержит доходчивое изложение центральной задачи геофизики и будет полезен для студентов, изучающих физику и науки о Земле, а также для всех тех, кого интересует современное состояние знаний о недрах нашей планеты.

Мое знакомство с сейсмологией состоялось в 1958 г., когда профессор кафедры прикладной математики Сиднейского университета К. Е. Буллен поставил передо мной задачу проанализировать экспериментальные данные, касающиеся странного переходного слоя, который, как предполагалось, окружает внутреннее ядро Земли. С тех пор я увлечен исследованиями «сердца» Земли. Вследствие быстрого развития исследований в этой области, особенно в течение последнего десятилетия, в эту тоненькую книжку удалось включить лишь часть опубликованных результатов. Вполне естественно, что в вопросах структуры и физических свойств земных недр возникали противоречия и разногласия. В книге нашлось место для описания лишь немногих из наиболее захватывающих дискуссий, и я приношу извинения за то, что описание других важнейших исследований сделано менее красочно.

Хотя в тексте иногда отсутствуют ссылки на оригинальные источники, но в «Список литературы для дальнейшего чтения» включены работы по всем основным темам, вышедшие в свет вплоть до 1981 г. Многие недавно возникшие идеи и доводы можно найти только в статьях специальных научных журналов. Я не пытался также давать все первоисточники при описании истории предмета; но читатель, интересующийся ранними работами, может обратиться к обзору С. Г. Буша или к ссылкам, приводимым в классических книгах Г. Джеффриса [15], Б. Гутенберга [12] и К. Буллена [5]. В основном тексте книги отсутствуют математические выкладки. Некоторые элементарные и широко используемые формулы вынесены в дополнения. Восьмая глава отведена под задачи по материалу книги, для решения которых требуется применить несложные алгебраические соотношения и расчеты.

Я признателен многим моим сотрудникам и студентам, оказавшим мне помощь при работе над материалом. В особенности я благодарен Р. Д. Адамсу, Р. А. Хансену, Дж. А. Джекобсу, О. Наттли, К. Сонетту, Д. Стифлеру и Р. Урхаммеру за помощь в исправлении ошибок и предоставлении информации. К. Х. Чепмен великодушно предоставил мне программу для вычисления на ЭВМ траекторий и построения схем семейств сейсмических лучей в недрах Земли. Д. Михник и Е. П. Мурта также рассчитывали лучевые диаграммы и оказывали мне различную помощь.

Я хочу выразить благодарность моей жене Беверли за чтение корректуры и ценные замечания и предложения. Признательности заслуживают также Р. Миллер и Р. Маккензи за большую помощь в выполнении рисунков, Н. Абрахамсон за работу над упражнениями и А. Макклур за перепечатку большей части текста.

Написание книги было закончено весной 1980 г. в Кембридже (Англия), когда я был гостем Черчилл-колледжа, и я очень благодарен его директору и сотрудникам, а также сотрудникам факультета геодезии и геофизики за теплый прием.



Ричард Диксон Олдгем (1858–1936)
«Геологи в отчаянии отвернулись от предмета [строения Земли], оставив центр Земли для развлечения математикам».

Глава 1

Развитие представлений о недрах Земли

Досейсмологическая эра

Первые три рисунка этой главы наглядно иллюстрируют прогресс знаний о внутреннем строении нашей планеты. Согласно древним мифам и легендам, в центре Земли находилась преисподняя – таинственное подземное царство жара и насилия (рис. 1.1). Данте в тихом ужасе пробирался по темным переходам этого мира. В эпоху Древней Греции большое воздействие на представления о «подземном мире» оказали извержения вулканов в Средиземном и Эгейском морях. Тогда родились легенды об огромных подземных пещерах, в которых дуют свирепые ветры, перемещаются массы сернистых газов, нередко вызывая неистовые сотрясения почвы. В Библии этот мир представлен царством дьявольских огненных печей.

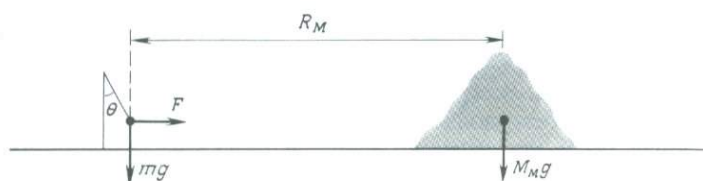
С развитием современной науки в посленьютоновский период появилась новая точка зрения, которая проводила аналогию между механическими свойствами горных пород на поверхности и в недрах Земли. Теория тяготения оказала решающее воздействие на развитие представлений о внутреннем строении нашей планеты. Прямым продолжением идей Ньютона о гравитационном притяжении между массивными телами был разработанный и примененный в 1774–1776 гг. астрономом Невиллом Маскелайном замечательный и простой метод «взвешивания» Земли. По отклонению отвеса под действием притяжения горы Скихаллион в Шотландии (см. ниже дополнение 1.1) он определил среднюю

Дополнение 1.1. Взвешивание Земли

Согласно знаменитому закону Ньютона о всемирном тяготении, сила притяжения между телами с массами m и M , находящимися на расстоянии R друг от друга, равна

$$F = GmM/R^2, \quad (1)$$

где G – гравитационная постоянная, для количественной оценки которой необходим сложный эксперимент. Н. Маскелайну удалось измерить массу Земли M_E , используя уравнение (1) и не зная постоянной G . Затем, зная радиус Земли R_E , он смог рассчитать ее среднюю плотность (масса/объем).



Пусть m – масса небольшого металлического груза, подвешенного на расстоянии R_M от горы с массой M_M . Тогда сила F , притягивающая груз к горе, равна

$$F = mg \operatorname{tg} \theta = GmM_M/R_M^2, \quad (2)$$

где g – ускорение силы тяжести.

В то же время на груз действует и сила притяжения Земли, поэтому его вес равен

$$mg = GmM_E/R_E^2. \quad (3)$$

Приравнивая между собой mg из соотношений (2) и (3), получаем

$$M_E = R_E^2 M_M / R_M^2 \operatorname{tg} \theta. \quad (4)$$

Все члены в правой части уравнения (4) являются измеренными величинами.

В середине XIX века измерения дуги меридиана в разных местах земной поверхности показали, что Земля имеет эллипсоидальную форму, т. е. не является точным шаром. Радиус Земли на экваторе на 20 км длиннее, чем радиус Земли в районе полюсов. Математики того времени принимали простую гипотезу, что Земля приобрела эллипсоидальную форму, когда целиком находилась в жидком состоянии. Их рассуждения сводились к тому, что жидкий земной шар деформировался под действием взаимного притяжения его отдельных частей в сочетании с центробежной силой, обусловленной вращением Земли вокруг своей

оси. От этой гипотезы один шаг до предположения о том, что эллиптичность Земли зависит от характера размещения пород различной плотности по глубине. Затем они сделали и другие правдоподобные предположения, например о том, что увеличение плотности в направлении к центру Земли могло быть вызвано гравитационным погружением более тяжелого материала или сжатием вещества под действием гигантского давления. Если бы рост плотности по направлению к центру Земли был связан только со сжатием, то было бы возможно рассчитать скорость изменения плотности с глубиной.

В последнем случае имеются четыре известных параметра: плотность поверхностных пород, средняя плотность Земли, влияние давления на плотность и влияние плотности на эллиптичность.

Математикам XIX века было под силу связать эти параметры уравнениями. Если использовать известную плотность поверхностных пород (например, $2,5 \text{ г/см}^3$) в качестве начального значения, по этим уравнениям можно было определить закон изменения плотности от поверхности до центра Земли. Всегда принималось также, что получаемое значение средней плотности должно согласоваться с результатом измерений Кавендиша. Такие искусные, но простые рассуждения позволили оценить плотность в центре Земли, которая оказалась заключенной в интервале от 10 до 12 г/см^3 . Сопоставляя эти величины с современными оценками (гл. 7), мы видим, что математики прошлого столетия почти «попали в яблочко».

После получения численных значений средней плотности и плотности в центре Земли следующим шагом было сравнение их с плотностями известных минералов, соединений и элементов. Например, плотность 12 г/см^3 в четыре с половиной раза больше, чем у кварца, в полтора раза превосходит плотность железа при нормальных давлении и температуре, но не намного больше плотности серебра при нормальных условиях и меньше плотности золота (до начала XX века нельзя было исключить возможность огромных скоплений золота в центре планеты).

Другим важным предметом обсуждения в прошлом столетии была температура внутри Земли. Из практики горного дела было известно, что температура пород возрастает с глубиной. В глубоких шахтах увеличение температуры становится значительным и превращает труд шахтеров в тяжелое испытание. Уже к 1870 г. был измерен темп роста температуры с глубиной. Для этого в расщелины в горных породах, глубокие шахты и артезианские скважины опускали термометры. Оказалось, что при погружении на 30 м температура в среднем возрастает примерно на 1°C . Загадка в том, что если и дальше температура будет расти с такой же скоростью, то температура в недрах Земли окажется невероятно высокой; например, на глубине лишь 500 км она превысит $10\,000^\circ\text{C}$. Следовательно, высокая скорость роста температуры, наблюдаемая при измерениях вблизи поверхности, не распространяется на большие глубины. В противном случае на некоторой глубине нам пришлось бы допустить существование температур, больших, чем пред-

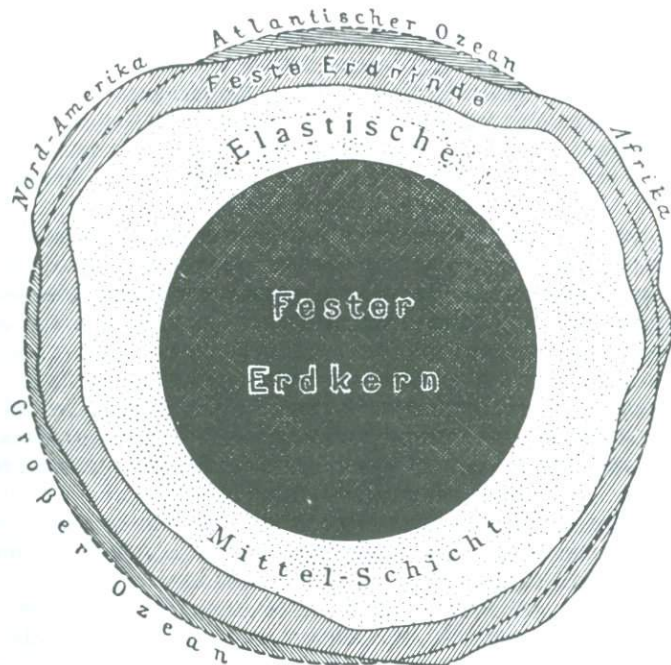


Рис. 1.2. Схема строения Земли, опубликованная в Берлине в 1902 г. Х. Кремером. Земля состоит из твердой коры (Feste Erdrinde), опирающейся на упругую мантию (Elastische Mittel-Schicht), которая окутывает твердое центральное ядро (Fester Erdkern). Отличие от рис. 1.1 отражает развитие физических представлений, но все же модель остается ограниченной в связи с недостатком сейсмологических данных.

полагается для поверхности Солнца. Приемлемой альтернативой с точки зрения геофизиков прошлого века было предположение о том, что Земля охлаждается внутрь от поверхности и наружу от центра. Согласно этой концепции, Земля является твердым телом со сферическим ядром (рис. 1.2), которое, вероятно, представляет собой жидкость или сжиженный и вязкий газ*. Ядро окружено оболочкой твердых пород, которая расслоена и, согласно геологическим наблюдениям, имела в разных районах Земли различные плотность и мощность.

Еще одним ключом к разгадке строения земных недр были измерения тепла, выносимого на поверхность магмой и газами при извержении вулканов. Сэр Хамфри Дейви приписывал вулканическое тепло окислению веществ на большой глубине. Альтернативная идея выдвигалась инженером Робертом Маллетом — одним из основателей сейсмологии. Он полагал, что вулканическое тепло создается работой по разру-

* Еще в 1793 г. Бенджамин Франклин высказал предположение о том, что поскольку газы более сжимаемы, чем металлы, то в них можно достичь высоких плотностей, предполагаемых для центральных областей нашей планеты.

шению горных пород, совершающейся в глубине Земли. Зная, что сталь, например, сжимается при охлаждении, он сделал вывод, что разрушение пород вызывается сжатием Земли в результате ее длительного охлаждения. Идея сжатия (контракции) Земли как движущей силы формирования гор и океанических впадин просуществовала как основная гипотеза, принимавшаяся большинством геологов и геофизиков, примерно до 1970 г.

Открытие явления радиоактивности французским физиком Анри Беккерелем в 1896 г. внезапно пошатнуло эти взгляды. Потребовалось пересмотреть идею сжатия Земли из-за ее охлаждения, так как было обнаружено, что все породы в естественном состоянии содержат небольшие количества радиоактивных элементов. Радиоактивный распад этих элементов все время поставляет дополнительное тепло и, следовательно, противодействует охлаждению первоначально расплавленной Земли в результате излучения энергии в пространство. (В действительности сейчас наша планета может разогреваться за счет радиоактивного тепла.)

Натурфилософы досейсмологической эры применяли еще один подход к изучению земных недр. Притяжение Земли Луной и Солнцем вызывает приливы в океанах. Если бы Земля была не чрезвычайно твердой, а более или менее жидкой, ее поверхность поднималась и опускалась бы точно так же, как это происходит с океанами (см. рис. 6.1). В таком случае на любом побережье приливные движения происходили бы совместно и океанические приливы не были бы видны. Сэр Уильям Томсон (лорд Кельвин) отмечал: «земная кора, свободно подчиняясь деформирующему влиянию Солнца и Луны, перемещала бы воды океанов вверх и вниз в такт с собственным перемещением и не наблюдалось бы приливов и отливов воды по отношению к суше».

Применяя этот подход, можно с помощью несложных математических расчетов оценить среднюю жесткость вещества земных недр по наблюдаемым в главных портах амплитудам и фазам океанических приливов. К 1887 г. Джордж Дарвин (второй сын Чарльза Дарвина) в результате исследования приливов пришел к выводу, что «геологическая гипотеза о жидком состоянии недр Земли несостоятельна» и что жесткость вещества в глубинах Земли весьма значительна, хотя и не столь велика, как жесткость стали. В дальнейшем мы приведем современные оценки жесткости глубоких недр (гл. 7), из которых станет ясно, что Дарвин был лишь отчасти прав.

Прежде чем завершить этот краткий обзор досейсмологической эры, следует отметить, что, как читатель, вероятно, понял, ранние геофизические исследования велись довольно грубыми средствами. Такими методами нельзя было установить детали внутреннего строения Земли, и сохранялась возможность для самых различных мнений. В битвах между теми, кто считал недра преимущественно жидкими, и теми, кто, подобно Дж. Дарвину, считал их преимущественно твердыми, окончательная победа не досталась никому.

На рис. 1.2 изображена лишь одна из умозрительных моделей Зе-

шли, широко признанная в конце XIX века. Из физических и математических соображений о плотности и температуре вырисовывалась картина несколько сплюснутой планеты с твердой корой (возможно, довольно толстой), плавающей на упругом (в некоторых моделях — на пластическом) подстилающем слое. В этой модели имелось твердое ядро.

Модели с частично жидкими или пластическими недрами, естественно, вели к предположению о медленной циркуляции вязких пород (подобно конвективным течениям в котле с кипящим маслом). Вследствие плавучести более легкие породы (в жидком состоянии или твердом) поднимаются к поверхности. Поэтому в соответствии с изложенными выше рассуждениями о плотности считалось, что нижележащие слои состоят из пород (вероятно, богатых железом) с большей средней плотностью, чем у силикатов, составляющих земную кору. Эти выводы подкреплялись наблюдениями лавовых озер на Везувии и Килауэа. На поверхности вязкой жидкой лавы часто образовывалась твердая корка.

Концепция медленного конвективного перемешивания в верхней части Земли впала в немилость в первой половине XX века, но допускалась для ядра. Однако еще позднее широкое признание вновь приобрела гипотеза об очень медленной конвекции пластических пород в верхней мантии. Обсуждение причин этих скачков во взглядах на внутриземные процессы выходит за рамки настоящей книги. Читатель может ознакомиться с этим вопросом подробнее в статьях сборника [3] (см. список литературы для дальнейшего чтения в конце книги).

Сейсмологическая эра

В начале нынешнего столетия наступил перелом в дотоле неразрешимом споре о строении недр Земли, который ознаменовал собой начало сейсмологической эры. В медицине рентгеновские лучи проходят сквозь человеческое тело и на фотопластинке возникает рисунок из черных и белых тонов, которую глаз опытного специалиста способен воспринимать как структуру тела. Во многом сходная картина наблюдается при землетрясении, когда сейсмические волны проходят сквозь тело Земли и записываются сейсмографами на обсерваториях. Эти волны несут информацию о среде, через которую они прошли. Основная задача состоит в том, чтобы расшифровать записанные волны и получить как бы рентгеновский снимок нашей планеты. Подобно рентгенограммам, сейсмограммы с записанными землетрясениями дают лишь мутный силуэт структуры Земли, и необходим большой опыт и квалифицированный анализ, чтобы получить более ясную картину.

Первые решающие шаги сейсмологической науки были основаны на достаточно простых принципах. В Японии в 1883 г. английский сейсмолог Джон Милн высказал предположение о том, что «с помощью подходящих инструментов любое сильное землетрясение, вероятно, можно зарегистрировать в любой точке земного шара». Это предсказание под-

твердилось в 1889 г., когда Е. Ребер-Пашвиц «был поражен совпадением по времени» между приходом необычных волн, зарегистрированных чувствительными горизонтальными маятниками в Потсдаме и Вильгельмсхавене в Германии, и моментом сильнейшего землетрясения, происшедшего в Токио в 2 ч 7 мин 18 апреля (см. рисунок на 2-й странице обложки). Он сделал вывод, что «возмущения, замеченные в Германии, были действительно результатом землетрясения в Токио». Новая эра началась.

В 1897 г. Р. Д. Олдгем из Геологической службы Индии показал, что сейсмограммы с записью таких удаленных землетрясений содержат три отдельные волны, или возмущения, которые следуют друг за другом (как на упомянутом рисунке). В то время они были названы соответственно первым и вторым (обычно слабым) «предварительными колебаниями» и «большими волнами». Имея в виду это разделение, Милн построил для ряда землетрясений графики зависимости времен пробега предварительных колебаний и больших волн от расстояния, пройденного ими от источника до регистрирующего сейсмографа. Более того, он предположил, что расстояние до источника (точки возникновения) можно приблизительно определить путем измерения интервала времени между предварительными колебаниями и большими волнами. Если этот интервал определен на трех или более сейсмических станциях, то местоположение источника можно засечь, проводя дуги на глобусе. Результатом систематического применения такой методики Милном и другими сейсмологами явилось быстрое составление первых поистине глобальных каталогов центров землетрясений и мировых карт сейсмичности (этот метод определения координат источника землетрясения по данным удаленных обсерваторий используется до сих пор).

Вскоре (1900 г.) Олдгем установил, что предварительные колебания, названные первичной (*P*) и вторичной (*S*) волнами, распространяются через глубины Земли, в то время как большие волны распространяются вблизи поверхности. Так была подготовлена почва для первого триумфа сейсмологии в изучении строения глубин Земли. В статье 1906 г. (года сильнейшего землетрясения в Сан-Франциско), которую можно с наслаждением читать и сегодня (см. дополнение 1.2), Олдгем представил первое «рентгенографическое» доказательство того, что Земля имеет большое, четко выраженное центральное ядро.

Открытие Олдгема сделано с использованием ясных доводов, и, хотя они и содержат вполне простительные погрешности в некоторых деталях, это не мешает их широкому применению и в настоящее время для обнаружения границ раздела в глубинах Земли. Прежде чем приступить к описанию работы Олдгема, отметим, что в сейсмологии принято измерять расстояния на поверхности Земли не в километрах, а в градусах — как величину дуги, стянутой радиусами Земли. Например, регистрирующая станция, находящаяся в точке, диаметрально противоположной эпицентру землетрясения, удалена от него на 180° .

Чтобы понять, каким путем Олдгем пришел к своей гипотезе, рассмотрим гипотетическое землетрясение, происшедшее на Южном полю-

се. Сейсмологи наблюдают, что первичные P -волны от него записываются довольно единообразно во всем южном полушарии и вплоть до 15° с. ш., т. е. до широты Гватемалы (расстояние около 105°). Более того, зависимость времен пробега этих волн от углового расстояния представляет собой плавную кривую. В то же время сейсмограммы, записанные на обсерваториях, расположенных севернее, например в Калифорнии, указывают на существование различающихся записей. Экспериментальные кривые и отдельные данные, опубликованные Олдгемом, воспроизведены в дополнении 1.2. На представленном там графике имеются лишь несколько точек для очень больших расстояний, но точкам при расстояниях более 130° соответствует примерно на 2 мин большее время пробега, чем намечается общим ходом точек на меньших расстояниях, и через все значения невозможно провести гладкую кривую.

Такое запаздывание означает, что P -волны начали распространяться через область, в которой их скорость значительно меньше. Однако Олдгем сконцентрировал свое внимание на «вторых фазах» (S -волнах) и отметил запаздывание их на 10 мин при расстоянии 130° . Для объяснения этого запаздывания он выдвинул гипотезу о том, что S -волны прошли через центральное ядро, в котором их скорость значительно меньше (примерно в два раза), чем в окружающих слоях. Олдгем тотчас же попытался оценить размер ядра, принимая, что волны распространяются по прямолинейным путям, т. е. по хордам. (В действительности в большей части земных недр, как мы увидим, они согнуты кверху — рис. 1.3)

Довод Олдгема, который легко проследить по лучевой диаграмме в дополнении 1.2, состоит в том, что «волны, выходящие на расстоянии 120° , не проникают в ядро. Сильное уменьшение амплитуды волн, выходящих на расстоянии 150° , указывает на то, что они глубоко проникают в ядро. Поскольку хорда дуги в 120° достигает максимальной глубины в половину радиуса, можно предположить, что ядро простирается от центра Земли не дальше, чем на $0,4$ ее радиуса R . Олдгем явно отклонял предположение о том, что S -волны не проходят через ядро, но в противоположность логике современных учебников допускал, что ядро является жидким. (Согласно современным представлениям, входящие с опозданием вторые фазы на расстояниях более 130° , показанные в дополнении 1.2, являются отраженными S -волнами (фазами SS — см. гл. 2), которые распространяются только в мантии.) В гл. 4 мы дадим современное объяснение кривых, изображенных в дополнении 1.2 для первых колебаний.

Первая количественная оценка радиуса земного ядра ($0,4 R$, или 2550 км) была значительно уточнена в 1914 г. Бено Гутенбергом, который, работая в Германии с более многочисленными значениями времен пробега сейсмических волн, оценил глубину границы ядра в 2900 км, а его радиус примерно в $0,545 R$. Эта величина выдержала испытание временем — современные оценки лежат в пределах нескольких километров от значения Гутенберга (см. гл. 4).

После работы Олдгема, изучая предварительные колебания P и S .

Дополнение 1.2. Сейсмологическое открытие земного ядра

Строение недр Земли по данным, полученным от землетрясений.
Ричард Диксон Олдгем (21 февраля 1906 г.)

I. Введение

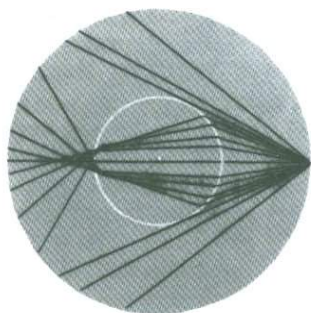
Из всех областей Земли ни одна не вызывает столько умозрительных рассуждений, как та, что находится непосредственно у нас под ногами, и нигде умозрительный подход не представляет такой опасности. Однако, кроме таких чисто умозрительных построений, мы мало что можем сказать относительно строения глубин Земли. Нам известны с достаточной для многих задач точностью размеры и форма Земли, мы знаем, что ее средняя плотность примерно в 5,5 раза превышает плотность воды, что плотность должна возрастать по направлению к центру и что температура там высока. Кроме этих фактов, мало что нам известно. В различные времена было предложено множество теорий строения Земли: вещество центральной области предполагалось поочередно огненным, жидким, твердым и газообразным до тех пор, пока геологи не отвернулись в отчаянии от этого предмета и не склонились к решению ограничиться изучением внешней коры Земли, оставив ее центр для развлечения математикам.

Целью данной статьи не является преподнесение очередной умозрительной идеи, а наоборот, вынесение вопроса о недрах Земли, по крайней мере частично, из области догадок в область знания благодаря методу исследования, который вложил в наши руки современный сейсмограф. Как спектроскоп открыл новую эру в астрономии, позволив астрономам определять некоторые компоненты, из которых состоят далекие звезды, так и сейсмограф, записывая неощутимые движения далеких землетрясений, позволяет нам заглядывать в Землю и определять ее природу почти с такой же высокой степенью достоверности, как если бы мы проложили туннель в глубины Земли и, продвигаясь по нему, отбирали образцы вещества.

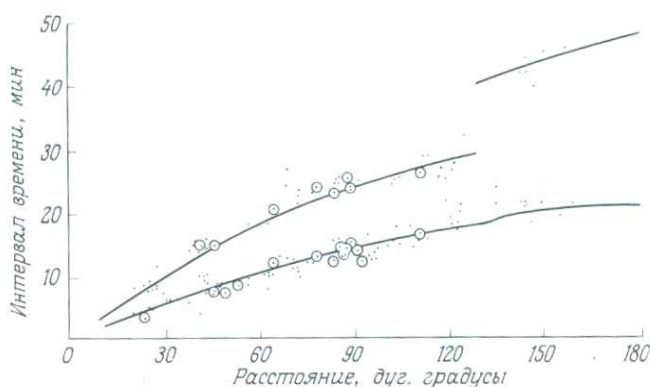
Метод, находящийся пока еще в стадии зарождения, открывает большие перспективы в будущем; уже сейчас получено несколько неожиданных и интересных результатов, о которых пойдет речь в этой статье.

Из работы Р.Д. Олдгема "The Constitution of the Interior of the Earth, as Revealed by Earthquakes". Quarterly Journal, Geological Society, 62, 456-475, 1906.

сейсмологи-наблюдатели все более убеждались в том, что на расстояниях свыше 105° имеется зона тени, в которой эти предварительные волны от удаленных землетрясений очень слабы или вовсе отсутствуют. Таким образом, при рассмотренном выше гипотетическом землетрясении с источником на Южном полюсе сейсмографы в Мексике и США не регистрируют *P*-волн или запишут их очень слабо. Однако на рас-



Пути сейсмических волн внутри Земли при наличии в ней ядра, радиус которого $0,4R$, а скорость волн составляет 3 км/с , тогда как скорость вне ядра равна 6 км/с .
[Из работы Олдгема, 1906]



Годографы первых и вторых фаз предварительных колебаний. Точки в кружках — усредненные значения.
[Из работы Олдгема, 1906.]

стояниях более 142° , в Канаде и на Аляске, эти волны появятся вновь со значительной интенсивностью, но с запаздыванием на несколько минут. Иными словами, огромное центральное ядро отбрасывает тень в форме кольца на поверхности Земли, в интервале расстояний примерно от 105 до 142° . Такое экранирование было фактически предсказано гипотезой Олдгема о центральном ядре с особыми упругими характеристиками,

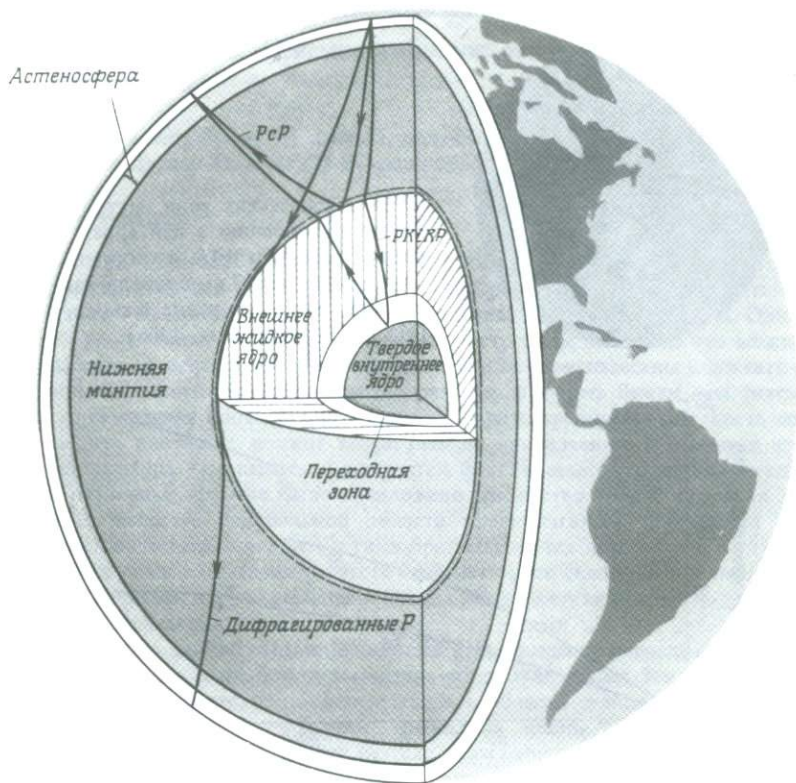


Рис. 1.3. Разрез Земли, построенный в соответствии с современными сейсмологическими данными. Внешняя оболочка состоит из жесткой мантии, в которой имеются две резкие границы раздела (верхняя и нижняя), способные отражать или изменять сейсмические волны. Под мантией находится внешнее жидкое ядро, которое окружает твердое внутреннее ядро, располагающееся в центре Земли. Между внешним и внутренним ядром имеется переходный слой. Изображены пути сейсмических волн трех важнейших типов. Волны, отраженные от внешнего ядра, обозначаются PcP ; волны, отраженные от внутреннего ядра, — $PKiKP$; наконец, волны, которые стелются вдоль внешней границы жидкого ядра, — дифрагированные P . (Из [26].)

поскольку сейсмические волны в ядре должны испытывать значительную рефракцию, похожую на рефракцию света в сферической линзе (см. дополнение 1 2 и рис. 4.7).

К этому же увлекательному начальному периоду развития сейсмологии относится и открытие того, что вторые предварительные колебания (S -волны), так же как и P -волны, распространяются через все области внешней оболочки Земли или мантии (кроме океанов и ограниченных зон расплавленных пород). Поскольку было известно, что S -волны свя-

заны со сдвиговой деформацией пород (деформацией, которая может происходить в упругих твердых телах, но не в жидкостях), то обнаружение как P -, так и S -волн до расстояний порядка 105° рассматривалось как сильный аргумент в пользу твердого состояния внешней части Земли.

С центральным ядром дело обстоит иначе. Записи землетрясений на больших расстояниях не только указывали на слабость и большое запаздывание первых предварительных колебаний (P -волн), но и заставляли сомневаться в том, что вторые предварительные колебания (S -волны) регистрировались вообще.

В первом десятилетии нашего века было сделано еще одно фундаментальное открытие, касающееся самой внешней оболочки Земли (земной коры). В 1909 г. на сейсмологической обсерватории в Загребе (Югославия) Андреа Мохоровичич обнаружил первое убедительное доказательство существования резкой границы, отделяющей породы коры от нижележащей оболочки (теперь называемой мантией). Он использовал метод, сходный с методом Олдгема, и при относительно небольших (региональных) расстояниях построил график зависимости времени пробега P -волн для балканских землетрясений от расстояния. Мохоровичич обнаружил резкий изгиб кривой на расстоянии около 200 км (угловое расстояние примерно 2°) и объяснил этот изгиб тем, что на глубине 50 км резко меняются свойства пород. В дальнейшем работами других сейсмологов было доказано, что эта граница существует повсеместно, но располагается на разных глубинах (см. гл. 4). Она отделяет то, что теперь называется корой, от нижележащей мантии, и ее стали называть разделом Мохоровичича или, кратко, *Мохо*.

Прежде чем закончить обзор начального периода сейсмологической эры, трудно удержаться от аплодисментов в адрес блестящих и глубоких работ, выполненных первыми сейсмологами за столь короткий период времени. Всего за 25 лет, прошедших после регистрации Ребер-Пашвицем Японского землетрясения в Европе, Олдгем (1906 г.), Мохоровичич (1909 г.) и Гутенберг (1914 г.) определили местоположение земного ядра и земной коры. Эти годы были наиболее оживленным периодом в жизни немногочисленных сейсмологов того времени. Сейчас мы можем лишь ретроспективно разделять их восторг, читая их труды. Олдгем и Милн работали в то время, когда еще не были учреждены Нобелевские премии и другие ценные награды. Милн умер в 1913 г., Олдгем* прожил до 1936 г., но ни один из них так и не получил широкого признания в истории науки. Странно, что Нобелевские премии по физике (учрежденные в 1901 г.) не присуждаются даже в наши дни за открытия в области строения нашей планеты – первенство отдается миру крошечного атома.

* Г. Джеффрис отмечал, что из всех известных ему первооткрывателей в науке геолог Р. Д. Олдгем был единственным, кто не придавал большого значения своим собственным (сейсмологическим) открытиям.

Прямые и обратные задачи

Исследование глубин Земли приносит как радости, так и разочарования. Действительно, можем ли мы вообще быть уверенными в выводах, касающихся свойств глубоких недр? В самом деле, такие свойства непосредственно не измеряются, и полученные результаты нельзя причислить к той же категории, что и измеренная высота горы или температура гейзера. Поэтому, прежде чем приступить к описанию земных недр, следует оценить трудности, которые встретятся на нашем пути, и определить степень достоверности, с которой мы можем делать выводы о строении недр. Читателю-скептику следует осознать не только отличие геофизических задач от знакомых ему задач доступного мира, но и то, каким образом могут делаться качественные оценки.

В этой книге мы остановимся на измерениях времен пробега, амплитуд и частот сейсмических волн. Эти волны распространяются через Землю от источника (обычно разрыва в породах) и регистрируются сейсмографами на поверхности. Конечно, измерения сейсмических волн – не единственный вид геофизических данных, используемых для исследования земных недр, но они представляют фундамент всех геофизических работ.

Неизбежные экономические потребности современного мира стимулировали применение всевозможных геофизических методов для получения минеральных и энергетических ресурсов из руд, геотермальных полей, нефтяных и газовых месторождений. Хотя методы прикладных исследований в общем выходят за рамки этой книги, изучение глубинной структуры нашей планеты имеет много общего с разведкой полезных ископаемых. Конечно, в нефтяной промышленности, в частности, сейсмические методы, применяемые для разведки структур, перспективных на газ или нефть, сильно усложнились. Нефтяные компании проводят специальные полевые измерения сейсмических волн, возбуждаемых на поверхности взрывами или механическими устройствами. Записи зарегистрированных волн обрабатываются при помощи ЭВМ с целью обнаружить аномальные зоны в верхних слоях земной коры. На полученных данных должны основываться решения о дорогостоящем бурении, и в обстановке острой экономической конкуренции геофизические методы проверяются на последнем этапе наблюдениями в скважинах.

Когда же мы переходим к изучению более глубоких слоев Земли, недостижимых бурением (скажем, ниже 10 км), многие сейсмические методы, с успехом применяемые для разведки полезных ископаемых в поверхностном слое, становятся практически невозможно применить. Поскольку размеры глубинных структур варьируют от сотен до тысяч километров, то проведение сейсмических исследований в масштабах большого региона или целого континента с такой же детальностью, как в разведке полезных ископаемых, стоит неприемлемо дорого. К тому же, поскольку три четверти земной поверхности занимают океаны,

в прошлом было невозможно обеспечить необходимое равномерное географическое распределение сейсмографов. (В настоящее время разработаны водонепроницаемые системы сейсмографов, способные функционировать в течение достаточно долгого времени, находясь на дне океана.) Однако решающим различием является то, что искусственные источники, используемые при разведке полезных ископаемых, не обладают достаточной энергией для возбуждения сейсмических волн, способных проникать на значительные глубины с интенсивностью, достаточной для обнаружения их на больших расстояниях. Исключения составляют мощные подземные ядерные взрывы, которые возбуждают волны, сравнимые по энергии с волнами от землетрясений умеренной силы, и, как будет показано позднее, сейсмические волны от этих взрывов были четко зарегистрированы удаленными обсерваториями.

Рассмотрим теперь характер информации, необходимой для обнаружения глубинных подземных структур. Такими структурами могут быть, например, резкие границы, разделяющие породы, различные по своим физическим (и, возможно, химическим) свойствам, скажем, в жидкой и твердой фазе. Может возникнуть вопрос: являются ли основные структурные границы глобальными или же они в основном носят локальный характер? Выглядит ли Земля как луковица со слоями, симметричными относительно центра, или как рождественский пирог с локализованными массами пород различных типов и в различных состояниях?

Разобраться в таких вопросах помогает рассмотрение аналогий с другими ситуациями, хорошо нам известными. Метод аналогий имеет фундаментальное значение при исследовании больших глубин, и в этой книге он будет широко применяться, чтобы объяснить физические явления, с которыми мы не часто встречаемся в повседневной жизни. Конечно, использование метода аналогий сопряжено с некоторой опасностью, но при правильном выборе такие сравнения не только помогут нам разобраться в запутанных вопросах, но и укажут пути дальнейших исследований.

Возьмем пример из современной навигации: эхолоты на кораблях, используя отражение звуковых волн от морского дна, помогают морякам составлять карты рельефа морского дна и таким образом обеспечивают безопасное плавание. Для применения этого метода необходимо знать лишь скорость звука в морской воде. По аналогии с этим мы можем использовать мощный источник сейсмических волн, такой как сильное землетрясение, и с помощью сейсмографов измерить время, которое потребуется волнам, чтобы отразиться от резких границ в глубинах Земли и дойти до поверхности. Такие методы отраженных волн являются одним из наиболее действенных инструментов изучения архитектуры недр Земли по данным землетрясений. Однако тут мы внезапно наталкиваемся на препятствие. В отличие от скорости звука в воде скорость распространения сейсмических волн в горных породах земных недр первоначально неизвестна. Поэтому если мы хотим использовать метод отраженных волн не только для обнаружения глубинных струк-

тур, но и для определения их местоположения, то следует одновременно определять скорость сейсмических волн как функцию глубины. Как же это сделать?

Попробуем взглянуть на эту проблему несколько иначе. Предположим, что скорость сейсмических волн известна повсюду в Земле. Тогда, разделив расстояние на скорость, легко подсчитать время, за которое волны дойдут от источника землетрясения до сейсмографа, расположенного в любом заданном месте земной поверхности. Другими словами, мы сможем предсказать время прихода сейсмических волн на обсерваторию. Такая задача называется «прямой». Значит, если бы свойства недоступных недр были известны, то путем прямого расчета можно было бы предсказать время появления волн на поверхности Земли. В действительности ситуация является прямо противоположной. Мы имеем измеренные значения времен пробега сейсмических волн для ограниченного числа точек земной поверхности и по ним должны определить как скорость распространения волн в породах, так и структурные изменения внутри Земли (см. дополнение 1.3).

Такой тип проблем возникает во многих областях науки и повседневной практики и носит название «обратных задач». Приведем простой пример. Представим себе, что мы съезжаем с горы на лыжах (рис. 1.4) и хотим измерить неровности склона от вершины до подножия. Если бы мы знали рельеф склона, то могли бы легко рассчитать (пренебрегая сопротивлением воздуха и снега) время, требующееся для спуска на лыжах с вершины к подножию. Это прямая задача. В противном случае, не зная конфигурации склона, мы съезжаем, начиная от разных точек на склоне, и с помощью секундомера определяем время движения до финишной линии при каждом спуске. После большого числа спусков график зависимости времени спуска от положения точки старта будет вы-

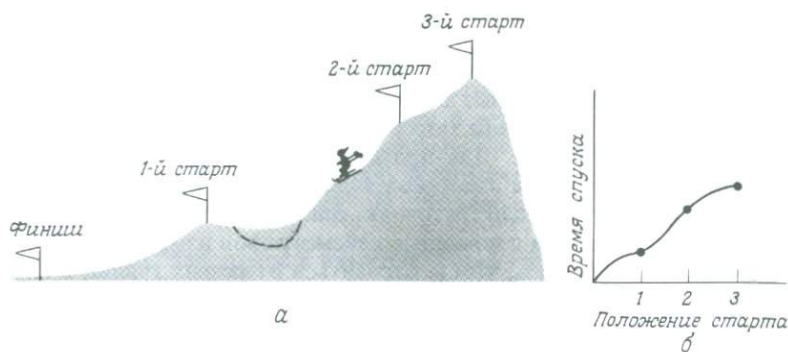


Рис. 1.4. а – спуск на лыжах от различных стартовых точек; б – график зависимости времени спуска от старта до финиша от положения точки старта. Небольшое изменение рельефа склона (показанное на рисунке пунктиром) приводит к небольшому изменению кривой.

Дополнение 1.3. Соотношение между временами пробега и скоростями

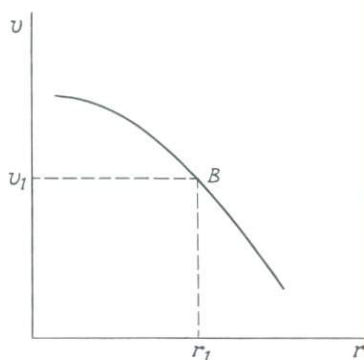
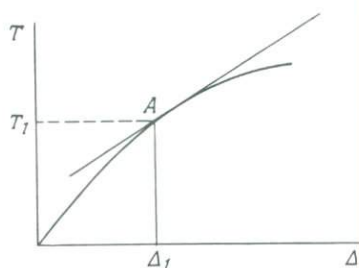
Графики зависимости времен пробега T сейсмических волн от углового эпицентрального расстояния Δ (дельта) представляют основную функцию, получаемую из сейсмических наблюдений:

$$T = f(\Delta). \quad (1)$$

Точка A определяет сейсмический луч, проходящий расстояние Δ_1 за время T_1 . Пусть в точке A тангенс угла наклона касательной $dT/d\Delta$ равен p_1 . Задача состоит в том, чтобы перейти от графической зависимости времен пробега от эпицентрального расстояния к зависимости сейсмической скорости от радиуса в виде

$$v = F(r). \quad (2)$$

Точка B определяет глубину $r_0 - r_1$ в Земле с радиусом r_0 , на которой скорость равна v_1 ; а сейсмический луч, выходящий на поверхность в точке A , достигает наибольшей глубины.



Важный переход от зависимости (1) к (2) был найден Герглотцем (1907) и Бэйтманом (1910).

Градиент функции (1) с помощью закона Снеллиуса (см. дополнение 2.1) выражается как

$$p_1 = r_1/v_1. \quad (3)$$

Тогда

$$\pi \ln(r_0/r_1) = \int_0^{\Delta_1} \text{Arch}(p/p_1) d\Delta. \quad (4)$$

Поскольку из (1) p известно как функция Δ (если кривая $T = f(\Delta)$ достаточно проста), то интегрирование можно выполнить для семейства лучей в интервале от $\Delta = 0$ до $\Delta = \Delta_1$. В результате мы получаем r_1 как функцию p_1 и затем из (3) находим v_1 как функцию r_1 .

глядеть примерно так, как показано на рис. 1.4. Очевидно, что форма этого графика содержит в себе информацию, которую мы ищем для решения нашей обратной задачи, т. е. определения рельефа склона. Разработаны различные способы получения хотя бы приблизительного ответа на подобные вопросы. Это может быть, например, метод проб и ошибок; опробуется большое количество склонов разной формы до тех пор, пока не найдут такой, для которого рассчитанные времена совпадают с показаниями секундомера.

Тут возникает интересная проблема. В случае задачи с лыжником можно найти много кривых, для которых рассчитанные времена пробега согласуются с наблюдаемыми. Основная причина этого состоит в том, что склон горы содержит бесконечное количество точек, и поэтому, сколько бы спусков ни делал лыжник, мы не можем получить достаточно точек, чтобы описать непрерывный склон со всеми его буграми и углублениями. Такая неоднозначность типична для обратных задач, и она, естественно, свойственна проблеме зондирования глубин Земли. К счастью, большинство людей руководствуются здравым смыслом, утверждающим, что каждая мелкая деталь склона не представляет интереса, а важны лишь главные особенности. Другими словами, решение можно считать достаточно хорошим, если допустить, что склон более или менее гладкий и не содержит неровностей короче, чем, например, длина лыж. Это ограничение на требуемую информацию позволяет нам согласовать число выбоин на склоне с конечным числом спусков, сделанных лыжником.

Выводом из приведенной аналогии является тот факт, что экспериментальные результаты, касающиеся строения недоступных областей Земли, всегда имеют ограниченное *разрешение*. Существенно, что это разрешение не связано с тщательностью выполнения самих измерений (считывание значений по секундомеру, измерение расстояний). Измерения могут быть очень точными, но, поскольку их количество ограничено, мы имеем определенную свободу в выборе различных решений. Ошибки измерений вносят дополнительные неточности в решение любой обратной задачи, и их необходимо принимать во внимание.

Итак, при попытках определять свойства скрытых от нас глубин Земли по измерениям, сделанным на поверхности, мы всегда сталкиваемся с проблемой неоднозначности наших выводов. Нам нужно отделить главные элементы строения от практически неисчислимых сложностей структуры Земли, и при этом наши оценки имеют ограниченное разрешение вследствие ограниченного числа измерений и недостаточно точны вследствие погрешностей в самих измерениях. Предупреждение здесь необходимо. В настоящее время с помощью быстродействующих ЭВМ, обладающих большим объемом памяти, некоторые исследования выполняются с использованием десятков и даже сотен тысяч измерений сейсмических волн. Хотя точность и возрастает при таком подходе, ответ никогда не может быть абсолютно точным для отдельной точки глубоких недр. Нам всегда придется довольствоваться усредненными и сглаженными значениями; однако, как мы увидим в дальнейшем, та-

кая информация часто бывает надежной и достаточной для поставленных целей.

Эти рассуждения о косвенном пути получения информации, относящейся к недрам Земли, удобно завершить кратким описанием открытия внутреннего ядра.

Продолжая работу, начатую Р. Д. Олдгемом, сейсмологи заметили, что первые предварительные колебания (P -волны), прошедшие сквозь мантию и ядро (тогда их обозначали P' , в настоящее время они называются PKP), при очень благоприятном стечении обстоятельств могут быть видны на сейсмограммах на расстояниях, меньших граничного значения 142° . Этот слабый «свет» в зоне тени большого центрального ядра приписывали дифракции сейсмических волн подобно дифракции световых волн вокруг предмета с резкими краями (см. рис. 8.1).

В Копенгагенской сейсмологической обсерватории молодой датский сейсмолог Инге Леманн в течение ряда лет ясно наблюдала прошедшие через ядро волны от землетрясений в Тихом океане. Она считала, что волны, прошедшие через ядро, можно разделить на три отдельные группы, которые она обозначала P'_1 , P'_2 и P'_3 . Обычное объяснение первых двух волн, как показано в дополнении 1.4, состояло в том, что лучи отклонялись на границе мантии и ядра и фокусировались на противоположной стороне Земли (в дополнении 1.4 луч 3 соответствует фазе P'_1 , а луч $2a$ — фазе P'_2). После продолжительного размышления Леманн отвергла дифракционное объяснение для P'_3 и объяснила эти волны как отражения от еще одной резкой границы внутри самого ядра (в дополнении 1.4 фазе P'_3 соответствует луч 5).

Инге Леманн посещала первую в Дании школу с совместным обучением, которая была основана и содержалась Ганной Адлер (теткой Нильса Бора). В своих автобиографических записках она вспоминала, что в этой школе был совершенно одинаковый подход к обучению мальчиков и девочек: «Не проводилось никаких различий между умственными способностями девочек и мальчиков. Это принесло мне в дальнейшей жизни разочарования, когда пришлось узнать, что такое отношение не является общепринятым». Она закончила Копенгагенский университет по математике и физике и начала работать в сейсмологии в 1925 г. В 1928 г. Леманн была назначена на должность заведующего отделом сейсмологии Датского королевского геодезического института. Этот пост она занимала до своего ухода в отставку в 1953 г. К 1936 г. она уже имела 10-летний опыт интерпретации сейсмограмм и овладела научным методом, требующимся для решающего шага вперед.

Посмотрим теперь, как Леманн пришла к ключевым выводам и открыла существование внутреннего ядра. Ее первым шагом было решение прямой задачи. Она рассмотрела очень простую модель Земли, где скорости сейсмических волн принимались постоянными, равными 10 км/с в мантии и 8 км/с в ядре. Это были разумные средние значения для обеих областей. Затем Леманн ввела в эту модель небольшое центральное ядро, скорость волн в котором также была постоянной. Эти упрощения позволили ей считать сейсмические лучи прямыми линиями

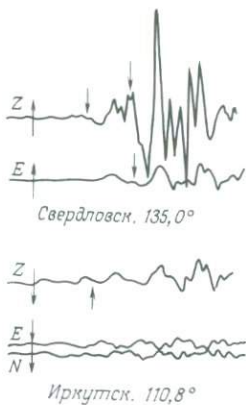
Дополнение 1.4. Сейсмологическое открытие внутреннего ядра Земли

P'

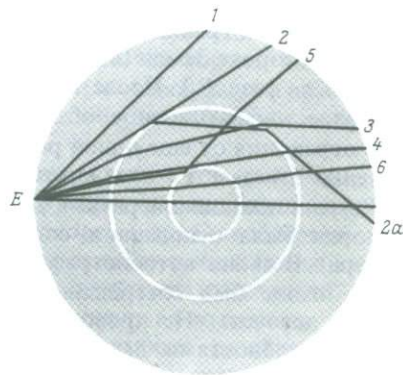
И. Леманн

Требуется объяснить происхождение фазы P'_3 , поскольку теперь едва ли можно считать вероятным, что она образуется вследствие дифракции. Здесь будет предложена гипотеза, которая представляется более вероятной, хотя она и не может быть доказана с помощью имеющихся данных.

Мы принимаем, как и прежде, что Земля состоит из мантии и ядра, но в этом ядре имеется еще внутреннее ядро, в котором скорость сейсмических волн больше, чем во внешнем ядре. Радиус внутреннего ядра принимается равным $r_1 = \frac{8}{10} r_0 \sin 16^\circ = 0,2205 r_0$, так что луч, угол падения которого на поверхность Земли равен 16° , лишь касается внутреннего ядра.



Записи фазы P'_3 .
16 июня 1929 г.



Ход лучей в Земле,
имеющей внешнее
и внутреннее ядро.
[Из работы Леманн,
1936.]

(хордами), а времена пробега могли быть рассчитаны с помощью элементарной тригонометрии. Затем методом последовательных приближений она показала, что можно подобрать приемлемые значения радиуса внутреннего ядра и скорости волн, при которых наблюдаемые годографы волн P'_3 совпадали бы с расчетными. Она фактически доказала теорему существования: можно построить правдоподобную трехслойную модель Земли, которая объясняет особенности наблюдаемых волн.

Леманн указывала, что рабочая гипотеза о дифракции не объясняет появление прошедших через ядро P -волн глубоко в зоне тени (например, в Иркутске при расстоянии $110,8^\circ$ – дополнение 1.4). Она простым способом продемонстрировала, что P -волны, отраженные от внутреннего ядра, могут появляться на расстояниях от 105 до 142° , как показано траекторией луча 5.

Открытие внутреннего ядра Инге Леманн было более сложным делом, чем открытие в его обычном понимании, например отдаленной земли или кометы. Ее работа, однако, убедила Бено Гутенберга в США и Гарольда Джеффриса в Англии, что эта гипотеза имеет право на существование. В течение двух лет они независимо провели более детальные расчеты с использованием множества наблюдаемых времен пробега волн P' и, решив обратную задачу, вычислили радиус внутреннего ядра и распределение в нем скорости P -волн. В итоге открытие последней главной границы раздела внутри нашей планеты было выполнено решением прямой и обратной задач. Леманн (см. дополнение 1.4) в статье (отличающейся одним из самых коротких заголовков в истории сейсмологии) сделала оговорку, что она не доказала существования внутреннего ядра. Действительно, в строгом смысле доказательство строения глубоких недр методами сейсмологии получить нельзя.

Дополняющие друг друга миры времени и частоты

Мы можем заглянуть в глубь Земли через два «окна». Эти окна дополняют друг друга: каждое позволяет увидеть то, что нелегко получить с помощью другого. Мы охарактеризуем их как «временная область» и «частотная область». Мир времени нам знаком – с детства мы привыкли наблюдать за течением дней и перемещением предметов. Когда мы наблюдаем волны на воде или на пшеничном поле, нам вполне понятно, что они проходят определенные расстояния за определенное время. В этом отношении сейсмограммы, иллюстрирующие данную книгу (например, рис. 3.4), являются великолепными примерами наблюдения волн через окно времени. Сейсмограммы отражают волновые движения почвы, вызванные землетрясением. Во временной области мы можем определять время вступления различных волн (что и делали Милн и Олдгем с предварительными колебаниями), наблюдать их подъемы и спады и измерять суммарную продолжительность движения. При таком способе восприятия мы можем наслаждаться видом меняющейся

волновой картины и характеризовать ее, используя понятия амплитуд и частот, которые меняются с течением времени.

Посмотрим теперь через менее знакомое окно – частотное. Здесь мы увидим свойства волн по-другому. В первый момент, подобно Алисе в Зазеркалье, мы столкнемся с непривычным миром, но он такой же удивительный, а иногда и более понятный, чем мир времени. В этом ином пространстве нужно будет познакомиться с понятиями частоты, периода и длины волны. Они определяются в дополнении 1.5. В этом дополнении показаны две простые гармонические волны во временной области. На рисунке они имеют одинаковые амплитуду, частоту и длину волны и различаются лишь по фазе. Конечно, при землетрясениях мы имеем дело со смесью волн с различными амплитудами, частотами, длинами и фазами; эти ингредиенты и создают красочную, изменчивую картину, наблюдаемую на сейсмограммах.

В некотором смысле картина, наблюдаемая во временном окне, выглядит обманчиво простой, и, если мы хотим рассмотреть каждую ее составляющую, необходимо уметь разделять волны различных типов. Частотная область дает возможность такого разделения. Частотное окно показывает спектр волн различной частоты, составляющих полное движение. Примеры волновых спектров можно найти в повседневной практике (хотя и не так часто, как их временной аналог).

Лучше всего нам знаком спектр радуги (первое правильное объяснение которому дал Исаак Ньютон), который можно видеть при прохождении луча солнечного света сквозь стеклянную призму в затемненной комнате. Ньютон обнаружил, что призма разлагает белый свет в спектр, состоящий из семи основных цветов (красного, оранжевого, желтого, зеленого, голубого, синего и фиолетового). Другими словами, белый свет разделяется на простые волновые компоненты согласно их частотам, благодаря тому что показатель преломления света зависит от его цвета (т.е. от частоты составляющих его волн). Спустя более чем столетие, в 1807 г., великий французский физик Жан Батист Фурье показал, что сложные волновые колебания можно рассматривать как результат наложения простых гармонических составляющих, каждая из которых обладает своей собственной частотой, длиной волны и фазой. В соответствии с этой основной идеей строятся удивительные картины спектров в частотной области.

Интерпретация спектров колебаний и волн приобрела огромное значение в физических исследованиях. Многие типы спектров световых, звуковых, сейсмических и прочих волн используются при решении обратных задач. На микроскопическом атомном уровне линейчатые частотные спектры являются характеристикой колеблющихся атомов, и они впервые обеспечили понимание тонкой структуры атома, лежащей за пределами прямого наблюдения. Как мы увидим в гл. 6, линейчатые спектры характеризуют также колебания Земли как целого, которые происходят после сильнейших землетрясений.

В качестве другой наглядной иллюстрации явлений в частотной области рассмотрим пример, знакомый музыкантам. Форма звуковой

Дополнение 1.5. Волновое движение

Волны можно охарактеризовать несколькими параметрами. Рассмотрим простую гармоническую волну, изображенную ниже сплошной линией. В некоторой точке x в момент времени t она имеет высоту y . Пусть максимальная амплитуда волны равна A , а длина волны λ — это расстояние между соседними гребнями.



Время, за которое волна полностью (от гребня до гребня) проходит расстояние, равное своей длине, называется *периодом* T . Отсюда скорость волны v есть

$$v = \lambda/T. \quad (1)$$

Частота волны f определяется как число волн, проходящих за секунду, так что

$$f = 1/T. \quad (2)$$

Положение волны зависит от точки начала отсчета времени и расстояния. Рассмотрим волну, изображенную штриховой линией. Эта волна опережает первую на расстояние Δx . В таких случаях говорят, что она *сдвинута по фазе* на величину Δx .

Наконец, простую гармоническую бегущую волну можно описать математически как

$$y = A \sin \frac{2\pi}{\lambda} (vt + x + \Delta x). \quad (3)$$

волны, создаваемой ударом по струне в фортепиано, очень сложна. После частотного преобразования методами, на описании которых мы здесь задерживаться не будем (см. рис. 6.2, *a* и *b*), выясняется, что этот звук состоит из множества простых чистых тонов. Последние являются высшими гармониками, или обертонами, волны, имеющей самую низкую частоту и называемой основной. В акустике такой анализ звука является обычной практикой, которая показывает, что любой музыкальный звук, будь он мелодичным или диссонансным, является суммой конечного числа простых гармонических волн с частотами, в два, три

и т. д. раз превышающими частоту основного типа. Каждая из этих волн обладает своей амплитудой и фазой. В гл. 6 мы будем анализировать таким же образом отдаленную музыку нашего вибрирующего земного шара.

Однако обычно при спектральном анализе сейсмограммы видно, что энергия волн распределена непрерывно в широком диапазоне частот. Такой анализ в принципе аналогичен эксперименту Ньютона с призмой, в котором цветовой спектр, полученный из белого света, имел непрерывный характер, простираясь от ультрафиолетовой области через видимую в инфракрасную область. Непрерывный частотный спектр сейсмических волн от землетрясений говорит нам, что каждому значению частоты соответствует некоторое значение энергии. Для упрощения мы можем, когда это нужно, выбрать только узкий интервал частот, отфильтровав волны с частотами, которые вызывают трудности интерпретации или не представляют интереса.

Описанный выше двойственный характер представления сейсмических волн во временной и частотной областях часто используется при исследовании земных недр. В следующих далее почти детективных сюжетах для полного понимания дела нам понадобится искусство легкого перехода из одной области в другую.



Гарольд Джеффрис (род. 1891)
«Если для геофизических исследований
нужна математика, то в этом виновата
Земля, а не геофизики.»

Глава 2

Типы волн, возбуждаемых землетрясениями

Волны в природе

В последующих главах этой книги мы проследим путь волн, возбуждаемых при землетрясениях, в недрах Земли. Когда эти волны появляются наконец на земной поверхности, мы встречаем их как неопознанные сейсмические вступления, или НСВ. Землю можно представить себе в виде гигантской линзы, содержащей концентрические слои с различными физическими свойствами. Распространение сейсмических волн на протяжении всего их пути к поверхности опять-таки можно уподобить прохождению света через такую линзу с фокусировкой отдельными слоями.

Прежде чем отправиться в путешествие к центру Земли, опишем кратко те свойства распространяющихся волн, с которыми мы встретимся. Свойства волн удобно рассматривать с двух сторон: во-первых, характеристики, которые определяются главным образом волновой природой распространяющейся энергии, и, во-вторых, характеристики, зависящие в основном от простого геометрического правила, согласно которому в однородной среде путь волн прямолинеен. Первый аспект мы рассмотрим здесь, а второй – в следующем разделе. Известно, что световые волны распространяются вдоль прямых линий. То же самое свойство прямолинейного распространения позволяет нам говорить о сейсмических лучах в Земле. Последние представляют собой прямолинейные траектории, по которым перемещаются волны землетрясений.

От любого сейсмического источника можно провести бесконечное множество сейсмических лучей (см. рис. 4.5), и набор таких лучей называют *пучком сейсмических лучей*.

Всем знакомы такие волны, как звук в воздухе, волны на поверхности водной массы, волны, идущие по веревке, свет, проходящий через линзу, и т. д. Все эти волны представляют собой просто интенсивные колебания соответствующей среды, происходящие с определенными амплитудами и частотами. Например, когда по фортепианной струне ударяет молоточек, колебания струны создают сжатия (сгущения) и растяжения (разрежения) окружающего воздуха, образуя звуковые волны. Чем сильнее удар, тем больше амплитуда волн. Поскольку воздух более или менее однороден по своим упругим свойствам, звуковые волны распространяются как расширяющиеся сферические поверхности с одинаковой скоростью во всех направлениях. Аналогичными свойствами обладают сейсмические волны, проходящие через горные породы земных недр.

Камертон производит чистый музыкальный тон какой-либо одной частоты. Например, у ноты «до» первой октавы частота составляет 256 колебаний в секунду (256 Гц). Выше этой ноты на клавиатуре частота звуковых волн больше, а ниже ее частота меньше. Такая же ситуация имеет место в сейсмологии, где для начала мы можем рассматривать источник землетрясения точно так же, как молоточек в фортепиано. Когда вспарывается разрыв в горной породе, возникает множество сейсмических волн различных частот и амплитуд, и если вспарывание происходит достаточно энергично («сильнейшее» землетрясение), то вся Земля как целое вибрирует на многих частотах подобно колебаниям фортепианной струны. Ухо опытного музыканта может отличить сложный набор звуков, издаваемых одним фортепиано, от звуков другого фортепиано, так как разные инструменты создают различные комбинации амплитуд обертонов. Другими словами, частотные спектры сложных звуков различаются между собой, и эти различия может уловить ухо. Как мы увидим в дальнейшем, эту аналогию можно перенести на Землю.

Чтобы лучше понять некоторые из основных особенностей волн, издаваемых землетрясениями, рассмотрим теперь волны на поверхности воды. Брошенный в пруд камень создает в воде возмущение, от которого расходится серия волн, несущих энергию в направлении берега. Расстояние между гребнями или впадинами волн на воде может быть различным. У ряби длина волны бывает меньше сантиметра, тогда как в глубоком океане расстояние между гребнями волн может исчисляться сотнями метров. (В случае *цунами* – так называют сейсмические морские волны, возникающие в результате разрыва дна океана при землетрясении, – длина волны достигает даже 100 км.) Если мы проследим за волнами, расходящимися по поверхности пруда, то увидим, что их амплитуды постепенно уменьшаются. Это происходит просто потому, что первоначальная энергия распределяется по все более обширной площади. Поэтому такой вид уменьшения амплитуды волн называют *геоме-*

трическим расхождением. Естественно, что геометрическое расхождение свойственно и прохождению сейсмических волн через недра Земли. Оно играет важную роль при обнаружении слабых сейсмических сигналов, так как чем дальше перемещаются волны, тем больше уменьшаются их амплитуды из-за рассеяния энергии.

Вернемся к серии волн, распространяющихся по поверхности пруда. Внимательный наблюдатель заметит, что рябь с наиболее короткими длинами волн начинает опережать волны большей длины. Через некоторое время волновой пакет превращается в целую последовательность, в которой короткие волны все больше отрываются от длинных. Такая рассортировка волн называется *дисперсией*, при которой скорость распространения волн не является постоянной величиной, а зависит от длины волны (или частоты). Подобно волнам на воде, сейсмические волны также обладают этим свойством, и, как мы увидим в гл. 4, дисперсия волн широко используется для определения свойств Земли. Пример диспергирующих сейсмических волн приведен на рис. 3.4.

Когда волны, распространяющиеся в пруду, встречаются на своем пути препятствие, например барьер в виде крутого берега, они отразятся от него. При этом образуется серия уходящих волн, которая проходит сквозь серию приходящих волн. Мы все с восхищением не раз наблюдали, как волны, ударяясь об острый край препятствия или отверстия между двумя препятствиями, изгибаются, или дифрагируют, попадая в область невозмущенной воды позади препятствий (см. рис. 8.1). Тщательные наблюдения позволяют обнаружить, что дифракция волн также зависит от длины волны. Более длинные волны в большей степени дифрагируют в невозмущенную зону, чем более короткие. Подобно дисперсии, дифракция представляет собой свойство волн, которое удается объяснить только с учетом полного волнового характера рассматриваемого колебательного процесса. Если мы будем рассматривать лишь ту волновую энергию, которая переносится вдоль прямолинейных путей (как это будет делаться в следующем разделе), у нас получится, что препятствие должно создавать позади себя полную тень. Мы не сможем тогда объяснить, каким образом волновая энергия обогнула препятствие и попала в зону тени.

Аналогично случаю волн на воде дифракция хорошо известна в акустике и оптике, и мы можем рассматривать различные вопросы сейсмологии, основываясь на соответствующих аналогиях. Поскольку звуки слышимого диапазона имеют гораздо большие длины волн, чем видимый свет, звуковые волны огибают угол гораздо лучше, чем световые. В результате мы можем слышать разговор из-за угла, хотя и не в состоянии видеть разговаривающих людей. В недрах Земли крупные препятствия, например центральное ядро, преграждают путь сейсмическим волнам и, как мы увидим в гл. 5, длинные сейсмические волны испытывают заметную дифракцию на этих объектах.

Волны на воде позволяют видеть и то, как движется среда при прохождении через нее волн. Когда в пруду по воде идут волны, плавающий предмет смещается вверх и вниз вместе с частицами воды. Плов-

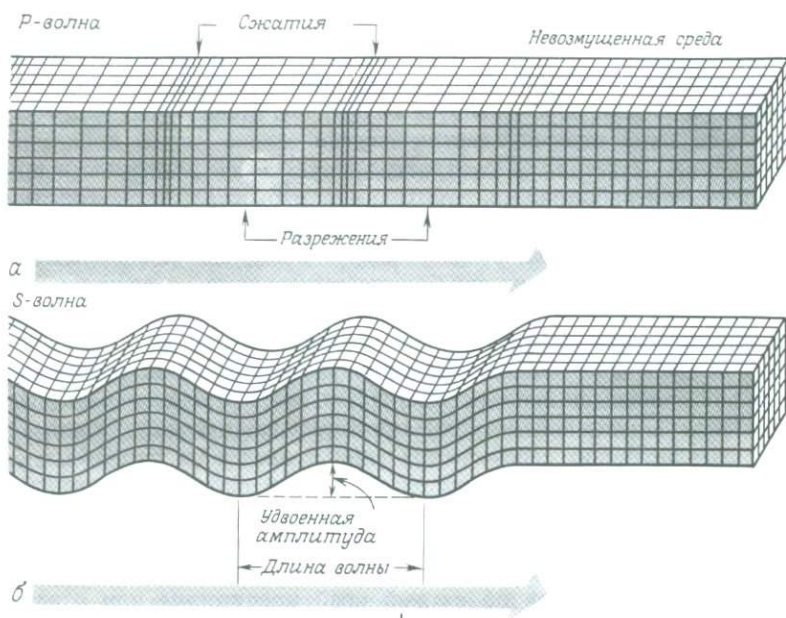


Рис. 2.1. Два типа объемных волн (по Болту [2]).

цам, качавшимся на волнах в океане, известно, что смещение вблизи поверхности воды происходит и по горизонтали, и по вертикали. За полосой прибой на гребне волны пловца относит одновременно вверх и вперед, а во впадине он опускается и его тянет назад. Суммой этих взаимно перпендикулярных движений является перемещение по кругу; поэтому, когда волна пройдет, пловец остается более или менее на том же месте, где он находился прежде. Пловцы знают также и то, что упомянутое круговое движение ослабляется, если плавать под водой, и на глубине имеется область, не испытывающая воздействия волн. Такие волны на воде называют *поверхностными* волнами, так как они влияют только на приповерхностную жидкость. Как мы увидим ниже, близкая аналогия существует и для некоторых волн землетрясений.

В противоположность *поверхностным* волнам на воде звуковые волны в атмосфере заставляют частицы воздуха смещаться взад-вперед в направлении своего распространения. Подобные волны всегда смещают частицы среды вдоль направления распространения волны и называются *продольными* (рис. 2.1, а). Второй тип волнового движения, который по характеру проще, чем перемещения в *поверхностных* волнах, встречается, если возбудить колебания веревки, встряхнув ее конец. Волна бежит по веревке в виде серии гребней и впадин, причем смещения частиц происходят под прямым углом к направлению распространения волны вдоль веревки. Эти волны (рис. 2.1, б) называются *поперечными*. Как отмечалось в гл. 1, Олдгем еще в 1897 г. установил, что и про-

дольные, и поперечные волны (называемые в сейсмологии волнами P и S) возникают при землетрясениях и распространяются в твердых частях земных недр.

Сейсмические лучи

Вернемся теперь к аналогии между Землей и гигантской стеклянной сферической линзой. Эту аналогию использовал Олдгем в 1906 г. в работе, упомянутой в дополнении 1.2. Как и в случае световых волн, для прослеживания путей, по которым распространяются внутри Земли сейсмические волны, мы будем пользоваться понятием лучей. В среде, однородной по своим свойствам, волны, расходящиеся от точечного источника, имеют сферические фронты, и можно считать, что энергия переносится от источника по лучам, идущим вдоль радиусов. Поэтому от очага землетрясения можно провести сейсмический луч как прямую, проходящую через внутреннюю часть линзы, имитирующей Землю. Если бы преломляющие свойства земного вещества были повсюду одинаковыми, такой *сейсмический луч*, подобно лучу света, следовал бы по прямой, или хорде, и мы могли бы считать, что энергия волн переносится вдоль пучка прямолинейных лучей с некоторой фиксированной скоростью. Это предположение было сделано Олдгемом в 1906 г. и Леманн в 1936 г. при вычислениях радиусов внешнего и внутреннего ядра. Однако дело несколько осложняется тем, что в недрах Земли скорость сейсмических волн изменяется с глубиной. В общем чем глубже в Землю проникает луч, тем больше скорость волны. В таком случае луч искривляется, и его вогнутая сторона обращена к поверхности (см. рис. 1.3).

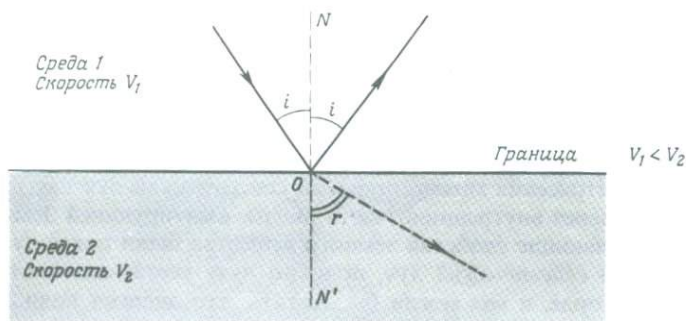
Как и световые лучи, падающие на поверхность воды, сейсмические лучи подчиняются законам *отражения* и *преломления*. Эти законы иллюстрирует дополнение 2.1. Закон отражения устанавливает, что, когда луч отражается от поверхности, угол падения между лучом и нормалью к этой поверхности равен углу между нормалью и отраженным лучом. Иначе говоря, отраженный луч отскакивает от отражающей поверхности, как бильярдный шар, под тем же углом, под которым он упал на нее.

Закон преломления относится к случаю, когда луч переходит под углом, отличным от 90° , из среды, в которой он имеет одно значение скорости, в среду с иным значением скорости, например когда луч света проходит из воздуха в воду. В такой ситуации направление прошедшего через границу луча изменяется на поверхности, разделяющей среды. Закон преломления был открыт в XVII веке Виллебродом Снеллиусом, и его математическое выражение приведено в дополнении 2.1. Попросту говоря, степень преломления волн зависит от отношения их скоростей в двух контактирующих средах. В случае и закона отражения, и закона преломления падающий луч, преломленный луч и нормаль к граничной поверхности лежат в одной плоскости.

Дополнение 2.1. Отражение и преломление сейсмических лучей

Законы Снеллиуса

Предположим, что луч падает на границу в точке O и имеет угол падения i . В общем случае при этом образуются отраженные и преломленные лучи.



I. Угол отражения равен углу падения.

II. Угол преломления r и угол падения связаны между собой соотношением

$$(\sin i)/V_1 = (\sin r)/V_2, \quad (1)$$

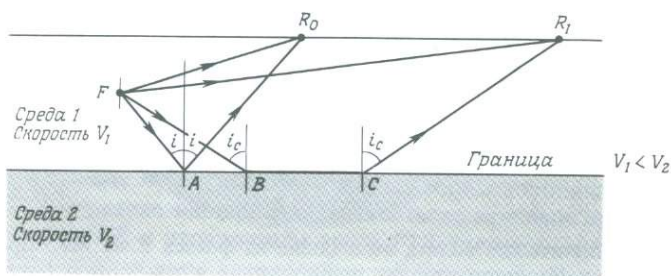
где V_1 , V_2 — скорости распространения волн в двух средах, как показано на рисунке.

Из закона преломления следует, что существует угол падения, называемый *критическим углом*, при котором угол преломления равен 90° . В этом частном случае энергия, соответствующая преломленному лучу, распространяется вдоль границы раздела сред (см. второй рисунок в дополнении 2.1). Возникающие при этом свойства волн можно всесторонне проанализировать только с привлечением полной волновой теории дифракции, упомянутой в предыдущем разделе, но не с помощью лучей. Такой анализ, конечно, невозможен в данной книге. Если угол падения превышает критический, преломленные волны не проходят в другую среду и сейсмический луч испытывает полное внутреннее отражение. (Каким образом это происходит, показано в дополнении 2.1.)

Теперь о наиболее важном свойстве лучей. Согласно закону Снеллиуса, сейсмические лучи в Земле обычно следуют по такому пути, что время пробега от одной точки до другой является *наименьшим из возможных*. Это важнейшее свойство сохраняется и в том случае, если на

Критическое отражение и преломление

Рассмотрим лучи между точкой излучения F_0 и приемниками R_0, R_1 . Прямыми лучами являются лучи FR_0 и FR_1 . Может также существовать отраженный луч FAR_0 . В точку R_1 не может прийти простой преломленный луч, который удовлетворял бы законам Снеллиуса, если угол падения i превышает критический угол i_c .



При критическом угле падения угол преломления r равен 90° , и из формулы (1) получаем

$$\sin i_c = V_1/V_2. \quad (2)$$

Тогда вдоль пути $FBCR_1$ распространяется своего рода дифрагированная волна [эту волну часто называют головной. — *Ред.*].

своем пути до точки наблюдения луч встречает какие-либо отражающие или преломляющие поверхности. Правда, иногда лучи следуют по *пути наибольшего времени*, и интересно, что в сфере, подобной Земле, иногда может существовать комбинация указанных двух случаев. Это свойство легко проиллюстрировать на одном важном примере, рассмотренном в гл. 5.

Рассмотрим диаметрально сечение простой модели Земли, имеющей постоянную скорость волн (рис. 2.2). Проследим пути семейства из четырех лучей, которые вышли из точки F , расположенной неподалеку от свободной поверхности сферы. Каждый из четырех лучей в конце концов приходит на регистрирующую станцию R . Один из лучей, обозначенный P , связывает прямой точки F и R . Три остальных луча приходят на приемник R , один раз отразившись от поверхности. Поскольку в каждой из таких точек отражения угол падения должен быть равен углу отражения, не очевидно, что три такие отражающие точки суще-

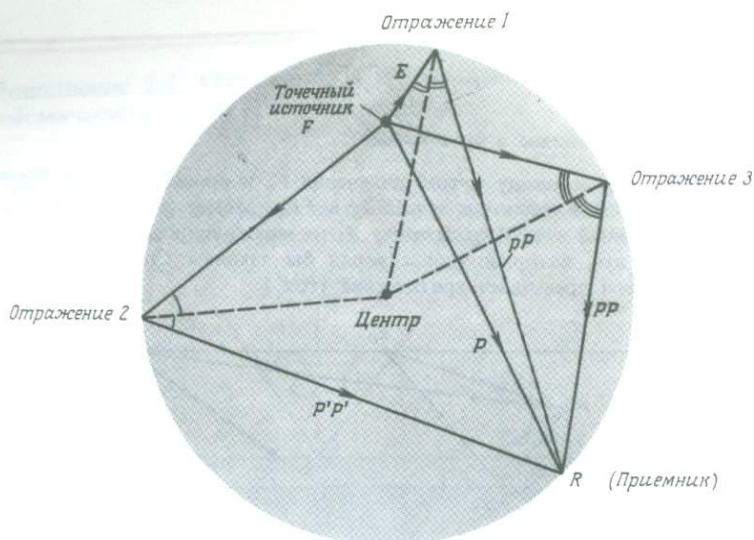


Рис. 2.2. Сейсмические волны, выходящие из фокуса F на некоторой глубине внутри Земли. Изображены одна прямая волна и три вида отраженной волны. Восходящий луч отражается от поверхности в точке отражения 1, после чего идет к приемнику R (обозначается pP). Это путь с наименьшим временем распространения. Луч, достигающий приемника после отражения в точке 2, соответствует пути с максимальным временем ($P'P'$). Третий путь является максимальным в плоскости чертежа, но минимальным вне этой плоскости. Такая минимаксная траектория идет от точки F к точке отражения 3 и затем к приемнику (PP).

ствуют; хотя мы не собираемся приводить длинные доказательства, несложные тригонометрические выкладки показывают, что три луча, изображенные на рис. 2.2, существуют в действительности.

Первый отраженный луч $F1R$ выходит из точки F выше горизонтали и достигает поверхности вблизи источника F . Здесь он отражается в точке отражения 1, после чего попадает на приемник R . Этот путь оказывается кратчайшим из всех, по которым из точки F до точки R может распространяться луч, один раз отразившийся от поверхности. Рассмотрим теперь второй отраженный луч $F2R$. В данном случае луч выходит из F ниже горизонтали и идет к точке отражения 2 на другой стороне Земли, откуда он, отражаясь по закону Снеллиуса, попадает в точку R . С помощью линейки легко проверить, что этот длинный путь имеет максимальную длину из всех возможных путей эхо-сигналов от F до R .

Третья и наиболее интригующая альтернатива — распространение сигнала от F до R через точку отражения 3. Она обладает той любопытной особенностью, что если точку отражения 3 несколько сместить в диаметральной плоскости в направлении к F или R , то полная длина пути уменьшится, а следовательно, путь $F3R$ будет максимальным. Но

если точку отражения *сместить с диаметральной плоскости* вдоль поверхности сферы (т.е. с плоскости чертежа), то длина пути возрастет. Таким образом, мы можем обнаруживать вариации в длине пути, для которого время пробега по лучу $F3R$ или минимально, или максимально. Лучевая траектория такого типа носит название *минимаксной*.

Приведенное выше простое описание находит важное приложение к сейсмическим лучам в Земле. Точку F можно отождествить с центром очага землетрясения и назвать *фокусом*. Если фокус расположен на значительной глубине под поверхностью Земли, то такое землетрясение обычно называют *глубокофокусным*. При подобном землетрясении могут возникнуть сейсмические волны, которые будут распространяться вдоль лучевых траекторий, изображенных на рис. 2.2, и регистрироваться последовательно сейсмографом на станции R . Совершенно ясно, что, если бы F располагалось на земной поверхности, существовало бы только два отраженных луча, поскольку не могло бы возникнуть отражение вверх $F1R$. Еще важнее то, что при глубоком фокусе отражение назад $F1R$ служит чувствительным индикатором глубины очага землетрясения. В практике наблюдений разность во времени пробега между прямым лучом FR и отраженным вверх $F1R$ является наиболее точным способом, позволяющим определять глубину очага землетрясения (см. гл. 5 и рис. 5.2).

Сейсмические волны, распространяющиеся внутри Земли

Музыкальные звуки и акустические волны, о которых мы говорили в первом разделе этой главы, могут распространяться в любых средах – газообразных, жидких и твердых. Как показано на рис. 2.1, все звуковые волны передаются в виде чередующихся сжатий и разрежений среды, так что колебания в данном случае являются продольными, т.е. происходят в направлении движения, подобно тому как сжимается и разжимается винтовая пружина.

Далее известно, что в газе и жидкости могут распространяться только продольные волны, поскольку в таких средах, как воздух или вода, не могут происходить сдвиговые движения. С другой стороны, это ограничение не затрагивает упругих твердых тел, и в твердой части Земли могут распространяться два типа волн. Это физическое свойство было известно Олдгему в 1897 г., когда ему удалось с успехом отождествить на сейсмограммах первое и второе предварительные колебания (см. гл. 1). Самая быстрая из этих волн – *первичная*, или P -волна. Она представляет собой звуковую волну, при распространении которой упругие горные породы испытывают сжатия и растяжения и которая может проходить и по жидким, и по твердым участкам земных недр. Упругая волна второго типа, которая может распространяться только в твердых телах, – это *вторичная*, или S -волна. Ее можно представить себе как «сотрясение», поскольку с ее прохождением связано колебание частиц

горных пород под прямым углом к направлению распространения волны подобно колеблющейся скрипичной струне. Характер движения иллюстрируется рис. 2.1. В Земле при возникновении S -волны упругие породы подвергаются деформации сдвига и кручения; жидкость же невозможно сдвинуть, и поэтому в жидкие области Земли S -волны пройти не могут.

В прочных поверхностных породах типа гранита характерное значение скорости P -волн составляет около 5,5 км/с, а S -волн — около 3 км/с. В глубоких недрах Земли, где горные породы сжаты, измерения времен пробега сейсмических волн P и S вдоль расстояний известной длины показывают, что на глубине скорости распространения превышают 11 км/с для P -волн и 7 км/с для S -волн. (Оценки скоростей P - и S -волн внутри Земли приведены в табл. 3 — см. приложение в конце книги.)

Реальная скорость распространения сейсмических волн зависит от упругих свойств и плотности пород, через которые они проходят. Эти зависимости несложны, и их математическое выражение дано в дополнении 2.2. Оказывается, что скорость P -волн определяется сопротивлением породы сжатию (модуль сжатия), сопротивлением кручению (модуль сдвига) и плотностью. Скорость S -волн зависит только от последних двух из этих упругих параметров. (Вспомним, что мы не можем скрутить жидкость, но можем сжать ее.) С помощью приведенных в дополнении 2.2 формул, измерив скорости P - и S -волн в Земле, мы можем найти значения отношений упругих параметров — модулей сжатия (несжимаемости) и сдвига (жесткости) — к плотности. Это наиболее важные из имеющихся в нашем распоряжении данных о свойствах вещества земных недр, и самые последние их оценки приведены в табл. 4 и 5 приложения.

В данной книге мы не будем вдаваться во все детали математических выводов, позволяющих нам вычислить отношения упругих параметров, хотя общий ход рассуждений будет рассмотрен в гл. 7. Здесь скажем только, что оценка этих свойств составляет одно из крупнейших достижений современных сейсмологических исследований. В первые десятилетия нашего века такие ученые, как Милн и Олдгем, имели лишь весьма приближенные представления о скоростях распространения волн P и S внутри Земли и о величине несжимаемости, жесткости и плотности. К началу 40-х годов все эти параметры были с большой точностью определены выдающимися исследователями, работавшими в области сейсмологии: К. Булленом, Б. Гутенбергом и Г. Джеффрисом.

Поскольку в очаге землетрясения излучаются и P -, и S -волны, изучать сейсмические волны, приходящие из недр Земли, гораздо сложнее, чем звуковые волны в атмосфере или световые волны, проходящие сквозь линзу. Как световые, так и S -волны представляют собой поперечные колебания, благодаря чему они обладают одним общим свойством, не присущим продольным волнам — звуковым или P -волнам. Хотя и P -, и S -волны испытывают отражение и преломление на границах раздела и дифракцию на углах и краях препятствий, только S -волнам свойственно такое явление, как поляризация.

Поляризация света знакома каждому, кто пользовался поляризационными очками, не пропускающими рассеянный свет. Поляризационная линза отличается тем, что пропускает лишь световые волны, колебания в которых происходят в поперечном направлении в определенных плоскостях (вверх и вниз, по горизонтали и т.д.). Говорят, что прошедшие световые волны плоскополяризованы. Солнечный свет, проходящий через атмосферу, не поляризован в том смысле, что не обладает каким-либо преимущественным направлением поперечных колебаний. Однако в результате взаимодействия с отражающими поверхностями, например поверхностью океана, или преломления кристаллами, или прохождения через специально изготовленную пластмассу, как в очках «Поляроид», неполяризованный свет может стать плоскополяризованным с одной-единственной плоскостью колебаний.

Точно такими же свойствами обладают S -волны, возбуждаемые при землетрясениях. Распространяясь внутри Земли, эти волны встречаются с границами геологических структур, которые преломляют и отражают их и поляризуют их колебания. Если S -волна поляризована таким образом, что частицы пород перемещаются только в горизонтальной плоскости, ее обозначают символом SH . Если же частицы пород смещаются лишь в вертикальной плоскости, содержащей направление распространения волны, то ее называют SV -волной. Как мы увидим в гл. 3 и 5, поляризационные свойства S -волн учитываются при конструировании сейсмографов и интерпретации сейсмограмм и помогают выявлять погребенные структуры.

Уникальные явления происходят при падении сейсмических волн на отражающую поверхность внутри Земли. Ничего подобного не наблюдается ни со звуковыми, ни со световыми, ни с волнами на воде. Например, падая на граничную поверхность, волна P , как показано в дополнении 2.1, распадается и на отраженную, и на преломленную P -волны. *Но кроме этого она порождает еще отраженную и преломленную S -волны.* Причиной является то, что в точке падения волны порода на границе испытывает не только сжатие, но и сдвиг.

Иными словами, падение P -волны приводит к возникновению четырех обменных волн. Это «размножение» типов волн схематически изображено в дополнении 2.2. Такое же превращение одного типа волны в другой происходит, когда SV -волна падает на внутреннюю границу под углом, отличным от 90° ; возникают и отраженные, и преломленные P - и SV -волны. Если мы вспомним, что при падении SV -волны частицы пород движутся поперек распространения в вертикальной плоскости, то, следовательно, в данном случае и отраженная, и преломленная S -волны всегда будут относиться к SV -типу. В противоположность этому если падающая S -волна горизонтально поляризована (т.е. SH -типа), так что частицы пород движутся взад-вперед не в плоскости, но параллельно поверхности раздела, то на разделяющей среды границе не будет возникать сжатий или вертикальных смещений. А поскольку именно такие движения необходимы для генерации новых волн P и SV соответственно, образуются только одна отраженная и одна преломленная волны—

Дополнение 2.2. Характеристики сейсмических волн

Упругость однородного изотропного твердого тела можно охарактеризовать двумя константами: k и μ . Для жидкости $\mu = 0$.

k – несжимаемость, модуль сжатия, или модуль упругости
 для гранита $k \approx 27 \cdot 10^{10}$ дин/см² (270 кбар),
 для воды $k \approx 2,0 \cdot 10^{10}$ дин/см² (20 кбар).

μ – жесткость, или модуль сдвига
 для гранита $\mu \approx 1,6 \cdot 10^{11}$ дин/см² (160 кбар),
 для воды $\mu = 0$.

Объемные волны

Внутри объема упругого твердого тела с плотностью ρ могут распространяться две упругие волны со скоростями α и β :

P -волны, скорость $\alpha = \sqrt{(k + 4\mu/3)/\rho}$
 для гранита $\alpha = 5,5$ км/с,
 для воды $\alpha = 1,5$ км/с;

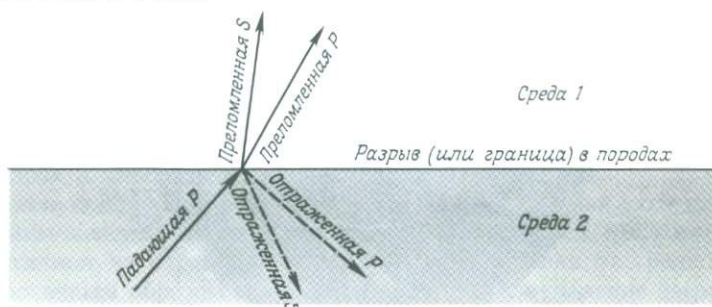
S -волны, скорость $\beta = \sqrt{\mu/\rho}$
 для гранита $\beta = 3,0$ км/с,
 для воды $\beta = 0$ км/с.

обе SH -типа. Согласно таким же элементарным соображениям, если P -волна падает *по нормали на отражающую границу*, то на этой поверхности не возникает сдвигового движения, а следовательно, отраженных волн SV и SH , и возбуждается только отраженная волна P . Это ограничение играет важную роль для случая, который будет рассмотрен в гл. 7.

Поскольку различные типы волн P и S несут нам информацию о природе земных недр, приведем теперь простую систему обозначений, используемых для их описания. С ее помощью мы можем отождествлять многие из зарегистрированных нами НСВ. Отражения и преломления волн P и S на земной поверхности и внутренних границах раздела создают целые семейства сейсмических лучей, и, если мы хотим как-то обозначить вступления соответствующих волн на сейсмограмме, для быстрого их отождествления нужно иметь простую номенклатуру. Стандартную систему обозначений иллюстрирует рис. 2.3.

В первую очередь надо сказать о том, что лучи, распространяющиеся непосредственно без отражения от источника F до приемной сейсмической станции, обозначают одиночным символом P или S , когда вся лучевая траектория лежит полностью в мантии Земли. Любой отрезок луча P -волн, проходящий по внешнему ядру, обозначается K (от немец-

При падении на границу раздела сейсмическая объемная волна порождает отраженную или преломленную (либо и ту, и другую) волну как P -, так и S -типа.



Поверхностные волны

Вдоль свободной поверхности упругого твердого тела могут распространяться две поверхностные упругие волны:

волны Рэлея, скорость $c_R < 0,92\beta$,

где β – скорость S -волн в породе;

волны Лява (для слоистого твердого тела), скорость c_L ,

причем $\beta_1 < c_L < \beta_2$, где β_1 и β_2 – скорости S -волн соответственно в приповерхностном и более глубоком слоях.

кого слова *Kernwellen* – волны в ядре), а по внутреннему ядру – I . Таким образом, обозначение $PKIKP$ соответствует волне, которая сначала распространялась в мантии как P -волна, затем преломилась во внешнее ядро как P (звено K), преломилась через внутреннее ядро как P (звено I), вновь прошла во внешнее ядро как P (второе звено K) и, наконец, вернулась в мантию как P -волна. Иногда для краткости волну PKP записывают просто как P' (см. дополнение 1.4). Символа, соответствующего K , для S -волн не имеется, так как волн S , которые прошли бы через внешнее ядро, не обнаружено. Однако для S -волн, проходящих через внутреннее ядро, принято обозначение J . (Как будет показано в гл. 4, имеются данные о том, что внутреннее ядро Земли твердое.)

Как видно из рис. 2.3, волны отражаются также от внешней поверхности Земли. Отраженные P -волны, состоящие из двух звеньев, называют PP , из трех звеньев PPP и т.д. Аналогичным образом мы имеем SS , SSS и т.д. для одного, двух и более отражений S -волн. Вследствие преобразования типа волны при отражении, о котором говорилось выше, имеется обозначение, например, SP для волны, прошедшей первый

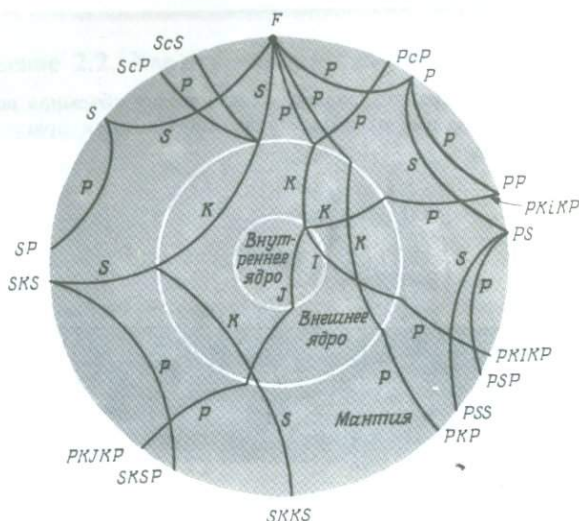


Рис. 2.3. Примеры сейсмических лучей в Земле. Выходят они из очага землетрясения F . Буквой s обозначается волна, отразившаяся на поверхности внешнего ядра; таким образом, PcP —это P -волна, прошедшая через мантию и отраженная земным ядром, а ScS — P -волна, отразившаяся как S . Буква i символизирует волну, отраженную на границе внутреннего ядра: $PKiKP$. Символы K и I относятся соответственно к P -волнам, прошедшим через внешнее и внутреннее ядро. Буквами SP помечают S -волну, распространяющуюся в мантии и отраженную от земной поверхности как P . Волна PKS проходит через мантию и ядро как P и распространяется вверх в мантии снова как S . Волна $PKJKP$, распространяющаяся как S через внутреннее ядро, не наблюдалась.

участок своего пути как S , а второй—как P . Непосредственным продолжением этих обозначений являются PPS , $SKSP$ и т.п.

Мы уже говорили об отраженных волнах, возникающих при глубоководных землетрясениях. Сравнивая рис. 2.2 и 2.3, можно отождествить прямой луч P и три отражения: PP , $P'P'$ (если предположить, что самый длинный путь волна проходит внутри ядра) и специфический случай, обозначаемый pP . В последнем случае первой строчной буквой p обозначается отрезок луча, восходящий от фокуса до внешней поверхности в виде P -волны. Значит, мы можем перечислить целый ряд близфокусных отражений: pP , sP , pS и sS . Например, во втором случае волна распространяется вверх как S по короткому отрезку траектории, а потом отражается от поверхности как P . Именно эти волны имеют особые заслуги в сейсмологии благодаря их способности фиксировать глубину очага землетрясения и разведывать наклонно падающие структуры под островными дугами (см. гл. 5 и рис. 5.3).

Чтобы указать число отражений, испытанных волной, или границу, от которой она отразилась, между двумя (или более) буквами P и S можно поместить различные буквы и цифры. Так, продольная волна, один раз отразившаяся внутрь от внешней границы ядра, обозначается $PKKP$; если она отразилась дважды, используется запись $PKKKP$ и т.д. Недавно были обнаружены P -волны, которые отразились от нижней стороны границы между мантией и ядром 13 раз (см. рис. 4.5). Их называют $PmKP$, где $m-1$ — число отражений в ядре. О том, какие выводы следуют из этих чрезвычайно многократных отражений, мы поговорим в гл. 4 (см. рис. 4.6). Большая часть нашего рассказа будет посвящена таким эхо-сигналам от границ, расположенных глубоко в недрах планеты.

Важную роль играют сейсмические волны, отражающиеся наружу от границы внешнего ядра и называемые PcP , PcS и ScS . Маленькая буква c указывает на отражение во внешнем направлении от границы ядра. Аналогичным образом символом i обозначают отражение вверх от поверхности внутреннего ядра; следовательно, эхо от внутреннего ядра полностью типа P запишется в виде $PKiKP$.

Для обозначения глубины границы, от которой сейсмический луч отразился вниз, между буквами PP , SS , $P'P'$ и т.д. вставляют промежуточный символ d (или значение глубины в километрах). Некоторые лучи такого типа изображены на рис. 4.3. Например, запись $P400P$ обозначает волну PdP , отразившуюся от *нижней* стороны границы на глубине 400 км. Символ h используют для обозначения волн, которые могут отразиться от границ, окружающих внутреннее ядро Земли, в результате чего получаются такие комбинации, как $PKhKP$.

Наконец, в нашем каталоге должна быть предусмотрена форма записи дифрагированных волн. Поскольку в дальнейшем мы будем рассматривать только дифракцию волн, связанную с земным ядром, нам понадобятся лишь обозначения *диф* P и *диф* S . Так называют волны P и S , которые огибают границу между мантией и ядром. Как мы увидим, эти дифрагированные волны содержат в себе ценную информацию о мелкомасштабных структурных изменениях в основании земной мантии (соответствующие лучи см. на рис. 1.3 и 4.3.).

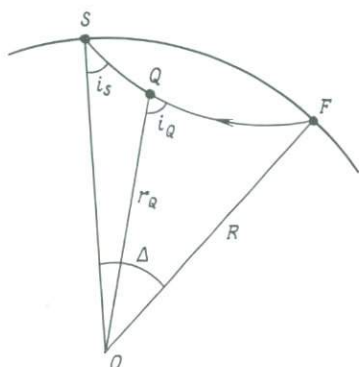
Обозначения различных видов волн P и S сведены в табл. 6 приложения в конце книги.

У читателя может сложиться мнение, что при таком множестве возможных сейсмических лучей, вероятно, очень трудно маркировать какой-либо конкретный луч количественным образом на протяжении всего его пути. К счастью, это не так. В действительности для идентификации луча нужен лишь один параметр (см. дополнение 2.3), и если это число определено, то луч можно проследить на всем его протяжении от очага землетрясения до регистрирующей сейсмической станции.

Дополнение 2.3. Параметры лучей в Земле

В Земле сейсмические волны P и S следуют по криволинейным путям FQS . В любой точке лучевой траектории справедлив закон Снеллиуса, приведенный в дополнении 2.1. Для лучей внутри сферы упомянутое в дополнении 2.1 соотношение (1) несколько изменяется:

$$r_Q \sin i_Q / V_Q = R \sin i_S / V_S = \text{const} = p. \quad (1)$$



Здесь V — скорость распространения волны (P или S) в любой точке Q луча, находящейся на расстоянии r_Q от центра Земли O . Угол падения в точке Q равен i_Q .

Подчеркнем, что лучевой параметр p в (1) — постоянная величина для всего данного луча. Однако он будет иным для других лучей того же самого типа, выходящих из F .

Время пробега T от F до S зависит от центрального угла SOF , называемого Δ , т. е. угла при центре сферы, стягиваемого сейсмическим лучом. При малом приращении $d\Delta$ угла Δ в общем случае происходит малое увеличение dT времени пробега T .

Как можно показать, параметр луча p определяется по формуле

$$p = \frac{dT}{d\Delta}. \quad (2)$$

Заметим, что определенное таким образом значение p представляет собой наклон кривой времен пробега (годографа) на соответствующем расстоянии Δ (см. дополнение 3.2). Таким образом, единицами p оказываются временные секунды на градус дуги (на Земле $1^\circ \approx 110$ км).

Сейсмические волны, бегущие вдоль поверхности Земли

В гл. 1 мы видели, что на первых сейсмограммах были выявлены не только «предварительные колебания», идентифицированные как волны P и S и распространявшиеся через тело Земли, но и «большие волны», которые приходили позднее и имели значительные амплитуды и длительности. Вскоре было установлено, что эти волны бегут вдоль поверхности Земли. Их можно сравнить, например, с волнами, движение которых направляется внешней поверхностью, подобно звуковым волнам, распространяющимся вокруг «шепчущей галереи»*.

В поверхностных волнах большая часть движений сконцентрирована на самой внешней поверхности, и амплитуды их сильно уменьшаются под этой поверхностью. Рис. 2.4 иллюстрирует два основных типа поверхностных волн, распространяющихся в Земле.

Волны Лява, названные так по имени кембриджского математика А.Э. Лява, который первым их описал, наиболее просты по характеру. В волнах Лява частицы грунта смещаются из стороны в сторону в горизонтальной плоскости, но под прямыми углами к направлению распространения волны; вертикальных движений не происходит. Волны Лява можно еще охарактеризовать как сумму множества поляризо-

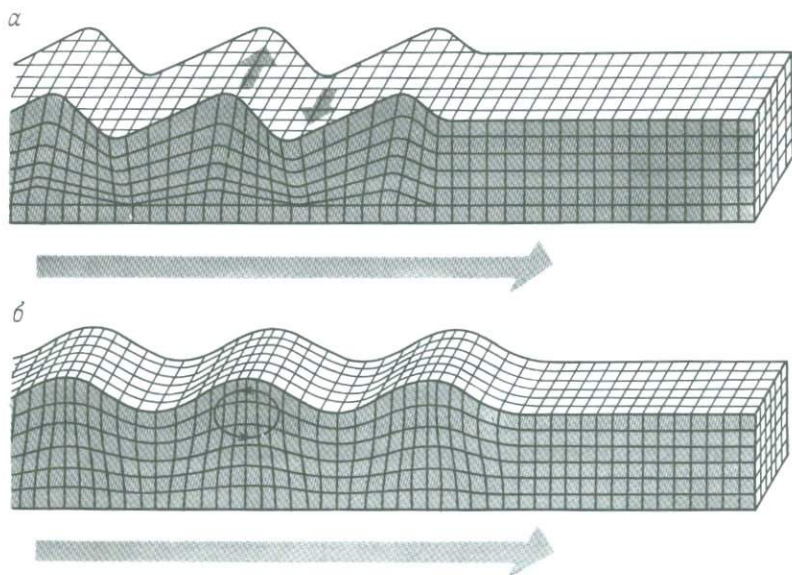


Рис. 2.4. Смещения грунта на земной поверхности при прохождении волн Лява (а) и Рэлея (б). (Из книги [2].)

* Как в куполе собора Св. Павла в Лондоне.

ванных *SH*-волн (см. предыдущий раздел), приуроченных к поверхности Земли.

Второй тип поверхностных волн – волны Рэлея, получившие свое название также по имени знаменитого английского математика лорда Рэлея. В волнах Рэлея частицы колеблются как вверх-вниз, так и взад-вперед, образуя эллиптическую траекторию. Однако, как показано на рис. 2.4, этот эллипс располагается в вертикальной плоскости и вытянут в направлении распространения волны. В волнах Рэлея не происходит движений *SH*-типа под прямым углом к направлению распространения.

Таким образом, два вида поверхностных волн являются сейсмическими собратьями, но имеют различные отличительные особенности. Встречая на сейсмограмме НСВ, волну Лява можно отличить от волны Рэлея двумя способами. Первым ключом служат различные движения частиц, о которых говорилось выше. На сейсмограмме, содержащей только вертикальную компоненту смещения почвы, никогда не запишутся волны Лява с их чисто горизонтальным движением типа *SH*. Но на таких сейсмограммах могут быть зарегистрированы поверхностные волны Рэлея. Вторым ключом является относительная скорость волн. Между одними и теми же точками поверхностные волны обоих типов распространяются медленнее, чем волны *P* и *S*, но волны Лява в целом имеют большую скорость, чем волны Рэлея (см. дополнение 2.2). В следующей главе мы используем все эти показатели для того, чтобы разобратся в реальной сейсмограмме.

Прежде чем покончить с вопросом о сейсмических волнах, распространяющихся вблизи земной поверхности, необходимо подчеркнуть, что общие сведения о внешних областях Земли нам удалось добыть главным образом благодаря изучению поверхностных волн. Большую роль в таких исследованиях играет корреляция между длиной волны и глубиной, на которую она проникает (см. дополнение 2.4). По мере распространения вдоль земной поверхности поверхностные волны, как правило, диспергируют, образуя длинные группы (цуги) волн. Эта рассортировка волн соответственно их периоду зависит от вариации упругих свойств (модулей упругости и плотности) пород с глубиной в Земле. Более длинные волны распространяются быстрее, так как они проникают на большие глубины.

С помощью современных ЭВМ легко измерить фазу каждой из гармонических составляющих (определенных в дополнении 1.5), которые в сумме образуют наблюдаемую поверхностную волну, зарегистрированную в определенное время на сейсмической станции. По фазам мы можем определить положение пика волны в данный момент времени для каждой гармонической составляющей на станции или ряда пиков между двумя станциями, расположенными вдоль пути волны. Отсюда можно вычислить скорость распространения волны, называемую фазовой скоростью. Если нанести ее на график в зависимости от соответствующей частоты (или периода) волны, то получатся кривые, что приведены в дополнении 2.4. Положение и форма изобраз...

дисперсионных кривых содержат информацию о глубинном строении и свойствах среды. Здесь мы снова встречаемся с одной из захватывающих обратных задач геофизики. Если бы мы знали свойства Земли, скажем под океанами или каким-либо континентом, то с помощью известной теории поверхностных волн мы могли бы рассчитать соответствующую дисперсионную кривую. На самом деле у нас есть наблюдаемая и притом какая-то загадочная кривая, а нам нужно узнать по ней скрытые свойства земных недр.

Предупредим читателя, что полной ясности в вопросе дисперсии поверхностных волн, пересекающих районы со сложным тектоническим строением, еще не имеется и этой проблемой продолжают заниматься сейсмологи – и теоретики, и наблюдатели. К сожалению, из-за недостатка места мы вынуждены отказаться от дальнейшего рассмотрения вопросов, связанных с исследованием Земли поверхностными волнами. Однако в следующем разделе и в гл. 6 мы познакомимся с очень похожим на них инструментом исследований.

Стоячие сейсмические волны

Волны имеют двойственную природу. До сих пор нам было удобно говорить о сотрясении, распространяющемся от очага до сейсмической станции. Но если сейсмическая волна, встречаясь с границей раздела, отражается обратно сама на себя, то приходящие и уходящие волны будут складываться, образуя систему стационарных, или *стоячих*, волн. Точно так же две группы поверхностных волн, бегущие в противоположных направлениях вокруг сферической Земли, будут складываться друг с другом в антиподах с образованием картины стоячих колебаний.

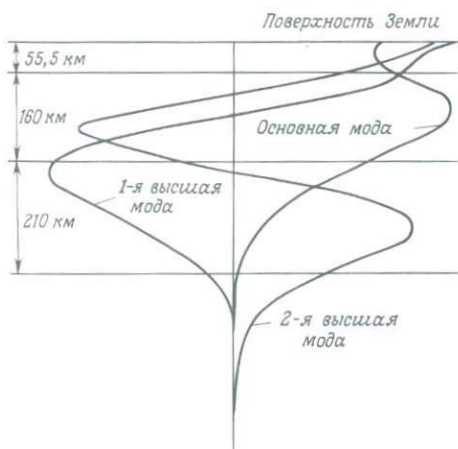
Этот двойственный характер волн – бегущие и стоячие – часто можно наблюдать в природе. Идею поясняет рис. 2.5. На схеме *a* волна распространяется (скажем, по струне) справа налево. Колебание такой же формы может образоваться при сложении двух волн (*b*), движения в которых направлены вверх и вниз, как показано стрелками. Аналогичным образом волна, бегущая слева направо (*в*), идентична наложению двух стоячих волн, изображенных на схеме *г*.

Если перейти к музыкальному языку, то можно представить себе, что волны, изображенные схематически на рис. 2.5, возникают при щипке скрипичной струны. Щипок создает музыкальный тон, состоящий из основного тона и обертонов, или высших гармоник струны. Эти тоны не что иное, как звуковые волны, образуемые группами волн в струне. Движения струны легко объяснить либо как волны, бегущие вдоль струны взад-вперед после отражений на ее концах, либо как стоячие колебания струны, перпендикулярные ее длине. В примере, приведенном на рис. 2.5, две стоячие волны представляют собой основное колебание и первую гармонику струны, смещенные таким образом, чтобы между

Дополнение 2.4. Смещения и скорости волн Лява

Кривые смещения

На приведенном ниже рисунке показана картина распределения смещений с глубиной в трех видах (модах) волн Лява с периодом 30 с. Эти моды соответствуют высшим гармоникам колебаний струны (см. дополнение 6.1). Хотя характер изменения смещений с глубиной различен, во всех случаях оно в конце концов уменьшается до нуля.

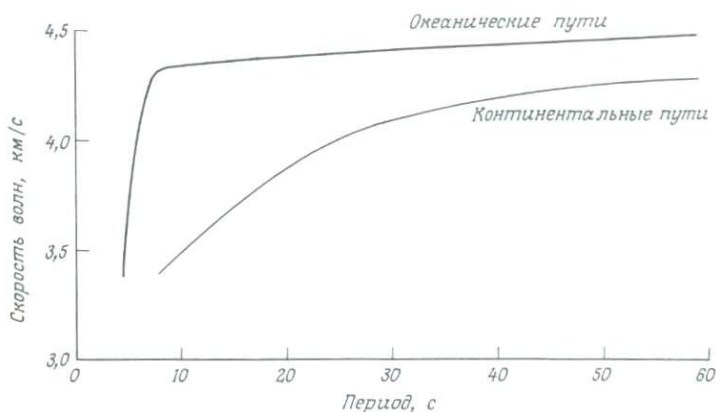


ними возникло специфическое фазовое соотношение (указанное стрелками).

Если бы мы могли установить на искусственном спутнике Земли сверхчувствительную кинокамеру, то могли бы проследить, что происходит с сейсмическими волнами от момента возникновения землетрясения и вплоть до установления глобальной системы стоячих волн. (На рис. 3.5 в иллюстративной форме прослеживается более реалистичная картина отраженных волн P и S и поверхностных волн в некоторые моменты их быстрой эволюции.) Представьте себе сильное землетрясение, при котором во все стороны по всей Земле излучаются импульсы неустановившегося характера; колебания сложной системы бегущих P -, S - и поверхностных волн перемешиваются, в результате чего в Земле образуется стационарная интерференционная картина стоячих волн. Соответствующее описание этих стоячих волн дается теорией собственных колебаний.

Дисперсионные кривые

Ниже приведены дисперсионные кривые волн Лява, распространяющихся в своей основной моде по океаническим и по континентальным траекториям. Скорости распространения различных мод различны. Скорости на разных периодах представляют собой теоретические значения, вычисленные для Тихого океана и для Калифорнии.



Наконец, заметим, что двойственный характер волн, о котором говорилось выше, является другим выражением дополняющих друг друга миров времени и частоты, о которых говорилось в гл. 1. Бегущие волны — это обитатели мира, наблюдаемого через временное окно; стоячие волны — творения частотного окна, идущие рука об руку со спектральными представлениями. Использование обоих этих описаний позволяет получить много ценной информации о строении земных недр. В гл. 4 и 5 мы будем иметь дело главным образом с бегущими волнами, тогда как в гл. 6 переключимся на стоячие волны. Здесь мы даем лишь качественное описание явлений, и для более основательного изучения следует обратиться к работам, приведенным в конце книги в списке литературы.

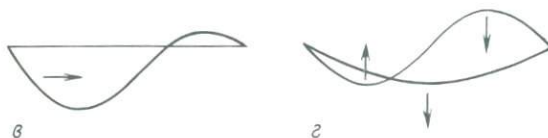


Рис. 2.5. Колебания струны, представленные в виде бегущей волны (а, в) или двух стоячих волн (б, г). Любое волновое движение, даже самое сложное, можно представить в виде суммы большого числа мод.

Рассеяние и ослабление

Раньше мы уже говорили, что использование лучей для прослеживания сейсмических волн внутри Земли является простым методом исследования земных недр. Мы предупреждали также, что с помощью лучей невозможно полностью охарактеризовать некоторые стороны поведения волн, например дифракцию, которая всегда возникает при быстрых изменениях свойств передающих волны сред. Важную роль при этом играют небольшие неоднородности или препятствия, рассеивающие сейсмическую энергию.

Можно представить себе, что часть энергии отражается такими препятствиями наружу, а часть проходит внутрь. В результате взаимодействия волн и препятствий образуются новые волны, которые рассеиваются от препятствий во всех направлениях в окружающие горные породы. Такое же рассеяние волн на воде можно увидеть, если понаблюдать за вторичной рябью, которая создается буями, подпрыгивающими в набегающих волнах. Наблюдения показывают, что типы рассеяния зависят от отношения размера препятствия к длине волны падающих волн. Общее правило таково, что чем больше длина волны по сравнению с размером препятствия, тем меньше энергии волны рассеивается таким препятствием.

Данное правило объясняет, почему небо голубое. Солнечный свет, содержащий множество длин волн (т.е. частот), рассеивается молекулами воздуха и пылью в атмосфере. Поскольку эти частицы очень малы по сравнению с длинами волн видимого света, короткие световые волны (голубые) рассеиваются гораздо сильнее, чем более длинные. Поэтому, когда мы смотрим на ясное небо, в наши глаза попадает главным образом рассеянный голубой свет.

Прежде чем закончить этот краткий обзор волн, нужно описать еще один эффект. Чем больше мы удаляемся от источника света, тем тусклее освещение; неистовство океанических волн затихает на краю штурмовой зоны; мы лишь слабо слышим удаленный бой барабана. Во всех этих случаях, как и у сейсмических волн, энергия все больше рассредотачивается по мере того, как волновой фронт распространяется во все больший объем.

Одна причина уменьшения амплитуд волн с увеличением пройденного расстояния, уже упоминавшаяся в связи с волнами на воде, называется *геометрическим расхождением*, поскольку создается чисто геометрическими эффектами. Легко показать, что амплитуда волн P и S при их распространении через тело Земли обратно пропорциональна расстоянию от очага. В то же время амплитуды поверхностных волн обратно пропорциональны квадратному корню из расстояния от источника. Ни в том, ни в другом случае затухание волн не зависит от длины волны.

Таким образом, мы можем дать объяснение наблюдениям Ребер-Пашвица (см. рисунок на 2-й странице обложки). С увеличением расстояния от очага землетрясения поверхностные волны («большие волны») становятся все более заметными по сравнению с волнами P и S («предварительными колебаниями») из-за различного геометрического расхождения. Более современный пример приведен на рис. 3.4.

Конечно, энергия сейсмических волн ослабевает и по другим причинам. Например, рассеяние и отражение волн неоднородностями в недрах Земли понижают амплитуды распространяющихся волн, затухание происходит и вследствие трения в горных породах при распространении колебаний. Часть энергии волн теряется в виде тепла, и эта потеря приводит к уменьшению амплитуд при продвижении сейсмического сотрясения через неидеально упругие породы. Глубоко в недрах Земли затухание сейсмических волн вследствие трения оказывается небольшой, но все же измеримой величиной. Хотя оно и неприятно для наблюдателя, так как уменьшает величину сейсмического сигнала, фрикционное затухание сейсмических волн кое-что рассказывает нам о неупругих, или пластических, свойствах земных недр. В гл. 6 мы покажем, каким образом затухание сейсмических колебаний достаточно хорошо характеризуется всего одним параметром Q . Мы узнаем, что, как и скорости волн P и S , значение Q меняется с глубиной, и будет интересно выяснить, о чем рассказывают нам эти изменения.

Построение лучевых диаграмм с помощью ЭВМ

В наше время изящные живописные изображения картины сейсмических лучей, проходящих через сложные подземные структуры, можно получить с помощью автоматических машинных графопостроителей. Позже в этой книге мы приведем несколько таких примеров (например, рис. 4.5). Еще один прекрасный образец показан на рис. 2.6.

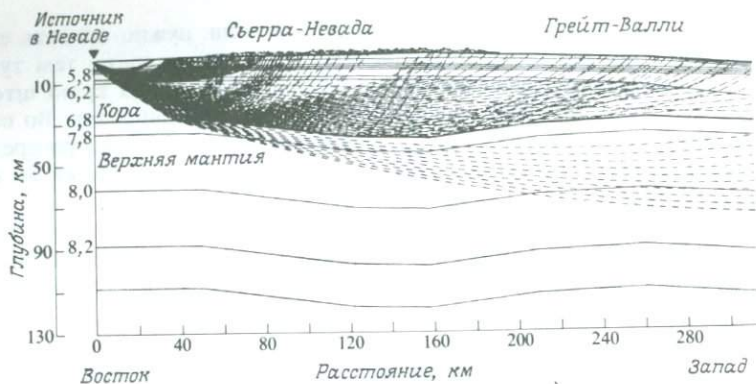


Рис. 2.6. Построенная ЭВМ диаграмма сейсмических P -лучей, вышедших из источника в Неваде и распространявшихся через земную кору и верхнюю мантию с выходом на поверхность западнее в Калифорнии. Модель строения коры содержит корень гор под Сьерра-Невадой. Слева указаны значения скоростей сейсмических P -волн в слое, залегающем непосредственно над примыкающей границей.

Хотя человек в принципе способен начертить подобную лучевую диаграмму, но, для того чтобы провести лучи, отражающиеся и преломляющиеся на какой-либо границе раздела, нужно иметь точные значения углов. Следовательно, необходимо выполнить огромное количество утомительных вычислений, прежде чем чертежник сможет только еще приступить к работе. В то же время благодаря быстрдействию цифровых ЭВМ можно за короткое время рассчитать и непосредственно вычертить огромное множество лучей в правильном направлении. Поэтому вполне возможно выделить какое-нибудь семейство лучей с одинаковыми углами между соседними лучами в источнике (например, в очаге землетрясения) и проследить путь каждого луча вплоть до земной поверхности. Получаемые картины не только имеют поистине живописный вид, но и позволяют предсказать области на поверхности Земли, в которых сейсмическая энергия будет сконцентрирована или уменьшена.

На рис. 2.6 приведена лучевая диаграмма, построенная ЭВМ и иллюстрирующая распространение сейсмической энергии P -волн от источника подземного ядерного взрыва в пустыне Невада на запад под Сьерра-Невадой и калифорнийской Грейт-Валли до таких станций, расположенных вдоль побережья Калифорнии, как Беркли. Диаграмма соответствует предполагаемому строению Земли под крупной горной цепью. Примечательно, что, хотя лучи выходят из источника с равными углами между соседними лучами, по мере распространения пучок лучей собирается, создавая интенсивные сгущения энергии в одних районах, и расширяется в других районах, создавая зоны, через которые сейсмическая энергия вовсе не проходит.

Данное исследование является частью работы, проводимой Р. Гутдойчем из Венского университета и автором и направленной на выяснение строения Земли под районом Сьерра-Невады в Калифорнии. Еще в 1938 г. П. Байерли из Беркли с помощью простых методов построил модель земной коры в центральной Калифорнии, содержащую «корни» гор под Сьерра-Невадой. Корень земной коры на рис. 2.6 представляет собой утолщение коры под горами примерно до 40 км, тогда как под Грейт-Валли в Калифорнии толщина коры меньше 30 км. Такие лучевые диаграммы привлекательны тем, что помогают планировать полевые эксперименты. При этом можно правильно разместить приборы, чтобы проверить, совпадает ли истинная интенсивность волн с предсказаниями выбранной модели. Приведенный пример – лишь одна из иллюстраций того, каким мощным средством для исследования тела Земли стали современные электронно-вычислительные машины.



Бено Гутенберг (1889–1960)
«Первая попытка определить структуру всей Земли по временам пробега распространяющихся в ней волн была предпринята Р. Д. Олдгемом».

Глава 3

Измерение волн землетрясений

География землетрясений

Объективная картина расположения на земном шаре эпицентров землетрясений стала первым ярким результатом работы мировой сети сейсмологических обсерваторий, которую на рубеже двух столетий основал Джон Милн (см. гл. 1). В прошлом столетии представления о сейсмичности ограничивались главным образом сильными землетрясениями, которые ощущались на континентах. В нашем столетии *инструментальная* «локация» землетрясений с помощью мировой сети сейсмографов постепенно принесла свои плоды; сегодня мы располагаем унифицированными картами – такими, как показанная на рис. 3.1, которая дает местоположение более 30 000 землетрясений, зарегистрированных между 1963 и 1977 г. Это блестящее достижение стало возможным благодаря взаимному обмену данными о временах пробега сейсмических волн между сейсмологическими обсерваториями всего мира. В 1980 г. в международном обмене данными участвовало около 2000 таких обсерваторий.

Прекрасное объяснение природы этой интригующей картины сейсмичности с ее активными поясами и асейсмичными зонами можно найти в ряде последних публикаций (см. список рекомендуемой литературы), и этот аспект сейсмологии здесь рассматриваться не будет. Однако следует подчеркнуть, что изучение глобальной сейсмичности позволило получить решающие данные о современной геодинамике и деформациях Земли. Оно пролило яркий свет на загадки образования гор, раздвигания морского дна и напряженного состояния больших ли-

тосферных плит. В этой книге мы фокусируем внимание на глубоких частях Земли; рассмотрение тектонических причин землетрясений увело бы нас далеко в сторону от этой цели. Положение источников землетрясений интересует нас постольку, поскольку среди них мы должны выбрать наиболее подходящие для исследования структуры земных недр.

Из рис. 3.1, во-первых, видно, что распределение естественных землетрясений ни в коей мере не идеально. Мы хотели бы иметь возможность выбирать источники сейсмических волн в любой точке земной поверхности, в частности, потому, что сейсмологические обсерватории до сих пор расположены только в континентальных районах и на некоторых островах. Однако большие континентальные щиты, такие как Сибирь, Канада, Африка, Бразилия, Антарктида и Австралия, а также обширные глубоководные равнины в океанах почти лишены землетрясений. Поэтому мы должны обходиться в своих исследованиях существующим географическим распределением сейсмических источников.

Побочным продуктом нашего атомного века стало частичное, но в некоторых случаях решающее изменение этих географических ограничений вследствие проведения мощных подземных ядерных взрывов в Тихом океане, Евразии и Северной Америке. В двух следующих главах мы узнаем, как ядерные взрывы используются для изучения земных недр.

Во-вторых, землетрясения вызываются внезапными сдвигами по геологическим разломам на различной глубине. Как упоминалось ранее, точка, в которой начинается излучение сейсмических волн, называется *фокусом* землетрясения или *гипоцентром*. Точка на поверхности Земли, находящаяся над гипоцентром, называется *эпицентром*. Гипоцентры естественных землетрясений располагаются в диапазоне глубин от нескольких километров почти до 700 км. Однако количество районов, где встречаются глубокофокусные землетрясения*, довольно мало. Большинство эпицентров таких землетрясений мы встречаем вдоль островных дуг – Алеутской, Японской, Марианской, Тонга – Кермадек – Ново-Зеландской, Индонезии, Новых Гебрид, Антильских островов Карибского моря, островов Эгейского моря. Глубокофокусные землетрясения происходят также вдоль континентальных окраин, где имеются глубоководные желоба, – под Андами в Южной Америке и в Центральной Америке. Глубокие землетрясения происходят и под горными цепями типа Гималаев, Карпат, и под Испанией. Глубокофокусные землетрясения как источники *P*- и *S*-волн обладают ценными преимуществами перед мелкофокусными землетрясениями. Часто им свойствен более простой механизм скольжения по разлому, и для них получают более простые сейсмограммы, которые легче сопоставлять по различным регистрирующим станциям. Кроме того, они дают уникальные наборы

* Реальность глубокофокусных землетрясений была установлена К. Вадати в 1928 г.; он же ввел соответствующий термин.

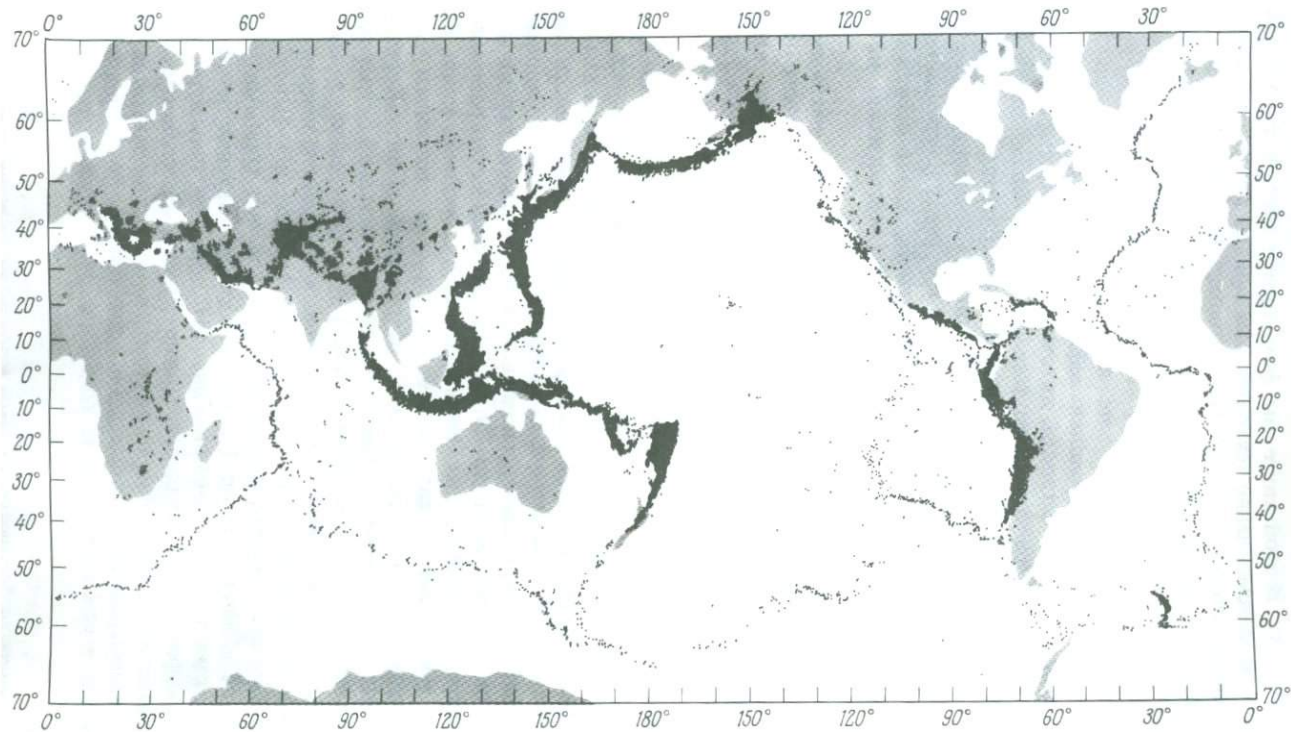


Рис. 3.1. Эпицентры землетрясений с магнитудой более 4,5 за период с 1963 по 1977 г. (Карта построена с помощью ЭВМ П. Шлоссом из NGSDC.)

сейсмических лучей (pP , sP и т.п.), связанные с отражениями от поверхности Земли вблизи гипоцентра (см. рис. 2.2).

Нам необходима также единица для измерения силы землетрясения. Поскольку здесь мы имеем дело только с записями землетрясений, упомянем лишь наиболее обычный *инструментальный* метод. Сейсмологи классифицируют землетрясения по величине (магнитуде) примерно так же, как астрономы классифицируют звезды. Идея, выдвинутая японским сейсмологом К. Вадати и развитая Ч. Рихтером в Калифорнии в начале 30-х годов, относительно проста. Амплитуда самой интенсивной волны на стандартной сейсмограмме (записанной сейсмографом конструкции Вуда – Андерсона) измеряется линейкой. Поскольку амплитуда волн при разных землетрясениях меняется в огромных пределах, берется логарифм измеренной величины. Затем по этому числу с помощью имеющихся опубликованных таблиц находят магнитуду землетрясения как функцию расстояния между сейсмографом и эпицентром. Читатели, желающие узнать детали этого метода, могут найти их в ряде книг из списка рекомендуемой литературы.

Значения магнитуд землетрясений и подземных взрывов будут упоминаться в следующих главах исключительно для того, чтобы дать представление об относительной величине и, следовательно, энергии источника землетрясения. Фактически шкала магнитуд не имеет ограничений ни сверху, ни снизу; сильнейшие из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,5–8,9 по шкале Рихтера. Самые слабые землетрясения, зарегистрированные наиболее чувствительными и близко расположенными сейсмографами, имеют нулевую или даже отрицательную магнитуду. Наилучшими для исследования глубоких недр считаются землетрясения с магнитудами между 6 и 7,5, так как они обычно обеспечивают наиболее четкие вступления волн P и S и разборчивые записи поверхностных волн. Однако, чтобы «встряхнуть» всю Землю целиком, нужны более сильные землетрясения (см. гл. 6). Особенно ценная информация, например, в последние годы была получена при исследовании сильнейшего Чилийского землетрясения 1960 г. и Аляскинского землетрясения 1964 г., имевших магнитуду 8,6.

Сейсмографы

Прежде чем говорить более подробно о сейсмических данных и НСВ, познакомимся вкратце с сейсмографами, которые регистрируют волны, зондирующие Землю. В большинстве сейсмографов используется инерция свободно подвешенной массы.

Предположим, что мы можем парить в воздухе, совершенно не подвергаясь воздействию землетрясения. Тогда мы могли бы нарисовать сейсмограмму, просто протянув вниз карандаш и давая ему скользить по листу бумаги, закрепленному на поверхности сотрясающейся почвы. Но, поскольку сила тяжести препятствует левитации, в сейсмографах используется центрально расположенная масса на упругой подвеске, такой как пружина, или маятник, поддерживающий массу (рис. 3.2). Такая

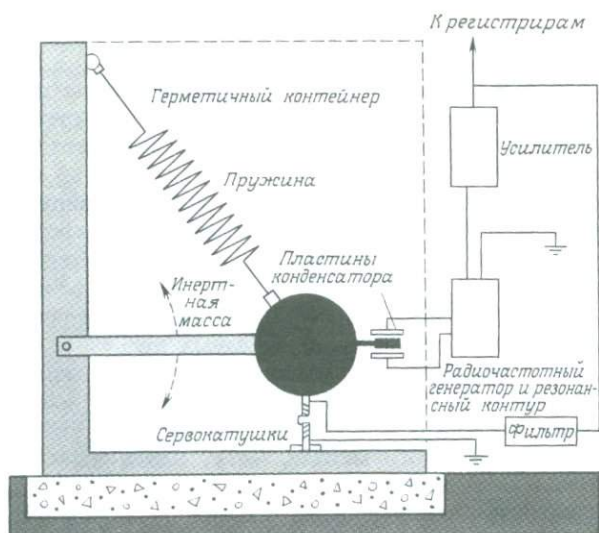


Рис. 3.2. Маятниковый сейсмограф для регистрации вертикальной составляющей длиннопериодных волн землетрясений. Когда земля движется, масса стремится оставаться на месте. Движение относительно пластин конденсатора возбуждает электрический сигнал, который подается на аналоговое и цифровое регистрирующие устройства. Помехи, т.е. движения, отличные от полезных волн, возвращаются через фильтр назад на сервокаатушку, поддерживающую массу в центральном положении. (Из статьи [54].)

подвеска допускает перемещение маятника по отношению к основанию, закрепленному на грунте. Когда основание сотрясается сейсмическими волнами, инерция массы вынуждает ее отставать от движения основания (иными словами, колебания почвы и зарегистрированные колебания не совпадают по фазе).

Раньше эти относительные смещения усиливались механическим путем, теперь уже для этого служат электронные усилители. Электрические сигналы сейсмографа регистрируются подвижным зеркальцем гальванометра или механическим пером, оставляющим след на чувствительной бумаге. Они также могут записываться непосредственно на магнитную ленту, а позднее воспроизводиться визуально с помощью пишущего устройства.

Маятники и пружины имеют два особых свойства, открытых великим итальянским физиком Галилеем. Во-первых, маятник качается в характерном ритме. Период одного колебания совершенно не зависит от амплитуды колебаний, если она не слишком велика. Этот замечательный факт можно продемонстрировать, если подвесить массу на конце эластичной ленты, оттянуть ее вниз и затем отпустить. Масса будет подсакивать вверх и нырять вниз с частотой, зависящей только от упругости ленты. Период таких колебаний называют *собственным пе-*

риодом, а частоту колебаний – *собственной частотой*. Это характерные параметры самой системы; при любом возбуждении маятника или пружины собственная частота остается одной и той же.

Второе свойство маятников, замеченное Галилеем, заключается в том, что колебания, раз начавшись, продолжают в течение времени, зависящего только от скорости рассеяния энергии. Качания маятника ходиков продолжают с постоянной частотой до тех пор, пока сила трения компенсируется весом груза. В случае сейсмографа тенденция маятника продолжать колебания, после того как он был приведен в движение землетрясением, должна контролироваться специальным фрикционным устройством, либо сопротивлением в электрической цепи, либо контуром обратной связи. Эти приспособления противодействуют тенденции маятника к слишком продолжительным колебаниям с собственной частотой. Так мы приходим к конструкции сейсмографа, похожей на изображенную на рис. 3.2.

Оказывается, что наиболее полезные для исследования земных недр *P*- и *S*-волны землетрясений имеют периоды колебаний от 0,5 до 20 с. С другой стороны, самые длиннопериодные собственные колебания Земли как целого, возбуждаемые сильнейшими землетрясениями, имеют периоды до одного часа (см. гл. 6). Ни в одной другой области физики не используются сигналы столь широкого частотного диапазона, и неудивительно, что для их регистрации необходимо иметь много различных типов сейсмографов.

Другое затруднение при регистрации землетрясений заключается в том, что поверхность Земли всегда находится в движении. Эти непрерывные колебания называются *микросейсмическим шумом*. Микросейсмсы возбуждаются естественными источниками, например штормом и ветром, а также человеческой деятельностью. Чтобы получить наиболее чистые записи слабых сейсмических сигналов, сейсмографы следует конструировать таким образом, чтобы воздействие микросейсм на них было по возможности наименьшим. Для этого используются различные сейсмографы с различными собственными периодами. Для обнаружения первых и вторых предварительных колебаний (волн *P* и *S*) обычно используют сейсмографы с собственным периодом около 1 с. Это значение меньше, чем период около 6 с, наиболее характерный для микросейсм. Самые чувствительные короткопериодные сейсмографы, установленные в «тихих» местах, обнаруживают смещения поверхности Земли величиной около одной миллиардной доли метра. На видимой записи амплитуда такого сигнала может равняться примерно 1 см, хотя амплитуда смещения почвы составляет 10^{-7} см.

Для обнаружения более длиннопериодных волн, таких как поверхностные волны, широко применяются сейсмографы, которые усиливают колебания с периодами около 20 с. Эти «промежуточные» сейсмографы могут оснащаться электронными устройствами, позволяющими отфильтровать микросейсмсы с периодами 6 с и менее и в то же время регистрировать более длиннопериодные волны.

Сейсмограф третьего типа, имеющий длиннопериодный маятник

(его собственный период иногда превышает 20 с) и способный записывать колебания в очень широком диапазоне периодов (до сотен секунд), становится все более популярным. Такой инструмент, называемый *широкополосным* сейсмографом, при использовании магнитной записи и цифровой ЭВМ позволяет воспроизводить колебания самых различных частотных диапазонов по желанию экспериментатора.

Наконец, важнейшей принадлежностью сейсмической станции являются точные часы. В связи с тем, что времена прихода P -, S - и поверхностных волн, распространяющихся в Земле, должны быть измерены по единой методике, все сейсмологи пользуются в своей работе не местным временем, а средним гринвичским (т. е. всемирным) временем. Большинство современных сейсмологических обсерваторий стараются поддерживать точность своих часов на уровне 1 мс, сверяя их ежедневно с радиосигналами точного времени, передаваемыми стандартизированной мировой службой точного времени (такой, как WWV в США). Благодаря этому теперь устранены ошибки в определении времени порядка многих секунд, которые были обычными на заре сейсмологии при исследованиях времен пробега сейсмических волн, выполнявшихся Милном и Олдгемом.

Обычный комплект состоит из трех сейсмографов: один отзывается на вертикальные смещения почвы, а два других — на горизонтальные смещения в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Обычно (но не всегда) регистрируемые горизонтальные составляющие движения ориентированы в направлении север — юг и восток — запад. Вертикальный сейсмограф (в котором используется масса, подвешенная на пружине, как на рис. 3.2) наилучшим образом записывает волны P , подходящие к поверхности из земных глубин под углами, близкими к 90° , и поверхностные волны Рэлея. (Почему?)

Горизонтальные сейсмографы, в которых обычно используется горизонтальный маятник, наилучшим образом воспроизводят волны сдвигового типа, такие как поперечные SH и волны Лява. Расследование непознанных сейсмических вступлений сильно упрощается, если хорошо записаны все три компонента движения, так как это позволяет воспроизвести движение полностью и нередко провести различия между отдельными НСВ.

Сейсмические обсерватории и группы сейсмографов

Как для современной астрономии необходимы наборы сложных оптических и радиотелескопов, так и современная хорошо оборудованная сейсмическая обсерватория содержит целый набор различных сейсмографов. В идеальном случае они должны записывать вертикальную и горизонтальные составляющие движения в волнах, приходящих от удаленных источников и имеющих очень широкий частотный спектр.

Насколько это возможно, места для установки сейсмографов выби-

рают таким образом, чтобы фон микросейсм, маскирующих НСВ, был как можно меньшим. Примером «тихой» станции, удаленной и от побережья океана, и от мест человеческой деятельности, служит станция Джемстаун, составляющая часть сети Калифорнийского университета. Она была установлена автором в 1964 г. на твердой горной породе в заброшенной шахте в западных предгорьях Сьерра-Невады. Средняя амплитуда микросейсмического движения грунта составляет только 10 нанометров (10^{-6} см). В этой книге приведены примеры сейсмических волн, пришедших на станцию Джемстаун как слабое эхо из земных глин (см. рис. 4.6).

Каждый день на сейсмической станции начинается сменой фотобумаги, фотопленки или магнитной ленты, чтобы провести анализ записей предыдущих суток. Анализ выполняет сейсмолог, который выбирает на сейсмограмме вступления, не похожие на микросейсмические колебания. Выбор НСВ требует большого искусства и опыта в распознавании образов. Наиболее характерным признаком появления НСВ служит внезапное увеличение амплитуды колебаний или изменение их частоты. Обычно сейсмолог определяет время первого вступления волны с точностью до одной десятой секунды. Часто измеряются также амплитуда и период волны. Если вступление резкое, оно обозначается условным знаком «i» (от *impetus*), если постепенное, то — знаком «e» (от *emersio*).

На некоторых наиболее современных обсерваториях сигналы сейсмографов записываются на магнитную ленту в виде последовательности чисел. Такие *цифровые* записи поступают непосредственно в память ЭВМ. С появлением относительно недорогих мини-ЭВМ с подходящей емкостью памяти и достаточным быстродействием стало практически возможным автоматическое выделение НСВ. ЭВМ считывает закодированные на ленте сигналы времени и печатает времена вступления НСВ. Таким образом была автоматизирована часть рутинной работы, выполнявшейся раньше сейсмологом. Однако при исследовательской работе, когда встречаются неожиданные или необъяснимые НСВ, необходим детальный анализ наблюдений очень опытным сейсмологом.

Следующий шаг в деятельности сейсмической обсерватории заключается в том, чтобы идентифицировать вступления и пометить их стандартными условными обозначениями (такими, как *P*, *S*, *PcP*, *SKS* и т. д.). Рассказ о том, как разгадывается код НСВ, мы отложим до следующего раздела.

Наконец, времена вступлений, периоды колебаний и, если возможно, результаты идентификации передаются затем в другие сейсмологические центры. Например, многие сейсмические станции посылают ежедневные сводки по телеграфу или авиапочтой в Национальную службу информации о землетрясениях (НСИЗ), принадлежащую к Геологической службе США и расположенную в г. Голден, шт. Колорадо. Эти сводки используются НСИЗ, чтобы быстро установить координаты и магнитуды землетрясений, где бы они ни происходили. Позднее данные сводятся в каталоги, наиболее полный из которых издается Международным сейсмологическим центром в Англии.

Около 1960 г. наблюдательная сейсмология совершила первый крупный скачок вперед со времени пионерских аппаратурных разработок Дж. Милна и других, упомянутых в гл. 1. Главным образом в результате усилий ряда стран по разработке способов распознавания подземных ядерных взрывов среди естественных землетрясений во многих местах были установлены стандартизованные и усовершенствованные сейсмографы. Этот шаг превратил сейсмологию из заброшенных задворков физики в ухоженный парк. Основным звеном в этой работе было развертывание в 60 странах сети примерно из 120 сейсмических станций, называемой Мировой сетью стандартных сейсмографов (МССС). Оборудование для станций МССС, предоставленное США, состояло из шести сейсмографов: трех короткопериодных и трех промежуточных. Наибольшее увеличение короткопериодных приборов варьировало от 3000 до 400 000 в зависимости от уровня микросейсм; увеличение приборов промежуточных периодов составляло от 750 до 6000 (см. дополнение 3.1). Для улучшения службы времени станции оснащались кварцевыми часами. Запись велась на фотобумаге, сейсмограммы копировались и помещались в специальную библиотеку в США, где они были доступны для любого сейсмолога.

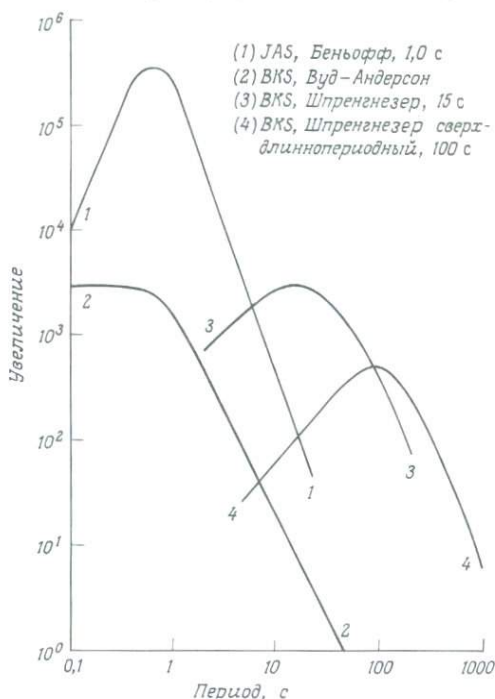
Хотя некоторые страны, например СССР, Франция и Канада, не присоединились к МССС полностью, они тоже модернизировали свои сейсмические обсерватории, и к середине 60-х годов стандартизованная система регистрации землетрясений была создана. Естественно, результаты усовершенствования системы наблюдений вскоре дали себя знать; среди них были наблюдения НСВ всевозможных типов, которые пролили новый яркий свет на тонкую структуру земных недр. Многие станции МССС еще продолжают действовать, и их записи по-прежнему служат фундаментом исследований глубоких недр Земли. Вместе с тем сейчас наступил новый период в наблюдательной сейсмологии, связанный с установкой на станциях многих стран более совершенной цифровой регистрирующей аппаратуры. Эта аппаратура позволит разрешить некоторые загадки, неясности и противоречия, которые мы оставляем без ответа в конце этой книги.

Другое направление в развитии наблюдательной сейсмологии связано с установкой специальных сейсмографов для записи очень длиннопериодных поверхностных волн и собственных колебаний Земли с периодами до 1 ч. Такие сверхдлиннопериодные приборы сейчас ожидают сильных землетрясений на более чем двадцати сейсмических обсерваториях в различных районах мира. Примером очень важного мероприятия последнего времени может служить развертывание сети из десяти специальных приборов для регистрации флуктуаций силы тяжести при землетрясениях. Эта международная цифровая сеть, обозначаемая МРА (Международная расстановка акселерометров), уже продемонстрировала свою высокую эффективность в измерениях спектра собственных колебаний планеты; мы поговорим об этих колебаниях позднее, в гл. 6.

Чтобы повысить способность обнаружения слабых сигналов на фоне микросейсм, в некоторых странах в последние двадцать лет были уста-

Дополнение 3.1. Кривые увеличения сейсмографов

Увеличение сейсмографа зависит от периода регистрируемой волны. Внизу показаны кривые увеличения для сейсмографов с фоторегистрацией, имеющихся на станциях Джемстаун (JAS) и Беркли (BKS) в Калифорнии. Приборы Беньоффа и Шпренгезера с собственными периодами 15–100 с имеют такие же увеличения, как и стандартные сейсмографы системы МССС. Числа характеризуют собственные периоды маятников.



новлены группы сейсмографов (рис. 3.3). По принципу действия и назначению эти группы напоминают антенны радиотелескопов, используемые астрономами для обнаружения слабых радиосигналов от удаленных источников во Вселенной. Датчики, размещенные определенным образом на большой площади, связаны с центральным регистрирующим пунктом, так что сейсмические волны регистрируются одновременно в одном месте.

Использование подобных сейсмических групп дает три больших преимущества. Во-первых, нужны только одни часы, а это позволяет исключить относительные погрешности в определении времени внутри группы. Во-вторых, так как микросейсмические волны приходят по раз-

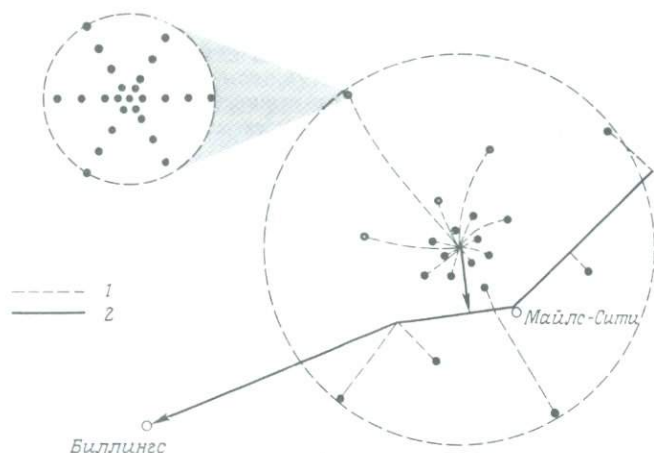


Рис. 3.3. Большая сейсмическая группа (LASA), установленная возле г. Биллингс, шт. Монтана, в середине 60-х годов министерством обороны США. LASA состоит из 525 сейсмографов, собранных в 21 подгруппу. В каждой подгруппе сейсмографы расположены так, как показано слева вверху. Группа покрывает район диаметром 200 км. (Из статьи [26].) 1 – телефонная связь; 2 – микроволновая связь.

личным направлениям с более или менее случайной фазой, их амплитуду можно уменьшить по отношению к амплитуде волны от землетрясения путем суммирования сигналов различных датчиков. В-третьих, наблюдая движение фронта сейсмической волны через группу, можно определить скорость и направление движения. Это позволяет успешно отличать одну волну от другой, распространяющейся с другой скоростью, и резко повышает нашу способность идентифицировать НСВ. Как будет видно в следующих разделах, эти преимущества привели к важным открытиям в области строения земных недр.

Одна особенно большая сейсмическая группа (LASA), расположенная вблизи г. Биллингс (рис. 3.3), позволила получить исключительно ценные результаты, которые мы обсудим в гл. 5. Она была установлена в 60-х годах, но, к сожалению, свернута в 1979 г. В 1980 г. в мире сохранилось около пяти больших сейсмических групп – мало по сравнению с двадцатью в период их наибольшего распространения в начале 70-х годов.

Встреча с НСВ на сейсмограммах

Сейсмограмма – это дверь в неведомое. За своим столом с расстеленной на нем сейсмограммой я превращаюсь в туриста, оглядывающего мир, столь же удивительный и чуждый, как лунный ландшафт. Там внизу, внутри Земли, неровные поверхности разделяют экзотические горные

породы и, недостижимо далекое, извивается земное динамо. Опытным путем я научился, как связывать многие (но не все!) дрожащие линии на сейсмограммах с такими глубинными структурами. Однако, и не имея опыта, при желании можно понять, как интерпретируются сейсмограммы. Единственное необходимое условие – любознательность; с ее помощью можно понять пути, ведущие от извилистых линий сейсмограммы к потаенным частям планеты. Дополнение 3.2 поможет пояснить основную идею.

Чтобы убедить сомневающихся, вспомним некоторые другие извилистые линии, из которых в наше время извлекается важная информация. Например, по волнистым линиям кардиограммы врачи определяют ритмы биения сердца пациента. Энцефалограммы, которые тоже выглядят как извивающиеся линии, позволяют следить за деятельностью мозга. Специалисты в этих областях медицины способны по характеру зарегистрированных волновых движений судить о состоянии здоровья пациента (пример медицинской обратной задачи).

К счастью, интерпретация сейсмограмм более понятна и имеет более прочный фундамент, чем интерпретация кардиограмм или энцефалограмм. Объясняется это тем, что зарегистрированные сейсмические волны предсказываются физической теорией распространения волн в упругом шаре. Как мы упоминали в гл. 1, впервые это установил Р. Д. Олдгем в 1897 г. Теория дает в помощь интерпретатору хорошо известные законы отражения и преломления, дифракции и рассеяния. С некоторыми оговорками сейсмологи вполне могли бы похвалиться, что если бы структура земных недр была известна, то одной только теории упругих волн было бы достаточно, чтобы определить времена вступления и вид различных сейсмических волн, а следовательно, предсказать сейсмограмму.

Хотя столь точного знания структуры недр еще нет, нам очень помогают эмпирические таблицы времен пробега различных сейсмических фаз (P , S , PcP , PKP и т. д.) часто в форме простых графиков (см. дополнение 3.2). Эти графики (годографы) предсказывают с точностью до нескольких секунд время прихода на сейсмическую станцию волн основных типов, если приблизительно известно расстояние между станцией и источником землетрясения. С помощью таких графиков, предсказывающих времена пробега, можно следить за распространением различных сейсмических волн по нашей планете (см. рис. 3.5). Точно так же в последние годы для ряда предполагаемых моделей Земли были рассчитаны «синтетические сейсмограммы», и сравнение их с наблюдаемыми сейсмограммами показало, что различия для некоторых моделей невелики. Но, поскольку мы заранее не знаем, каково глубинное строение недр, всегда необходимо от расчетов, основанных на предположениях, вернуться к самим наблюдениям.

Давайте пройдем шаг за шагом вдоль реальной сейсмограммы, полученной на сейсмической станции Беркли в шт. Калифорния. Запись, приведенная на рис. 3.4, сделана с помощью длиннопериодного сейсмографа. Она демонстрирует вертикальное смещение грунта в Беркли при

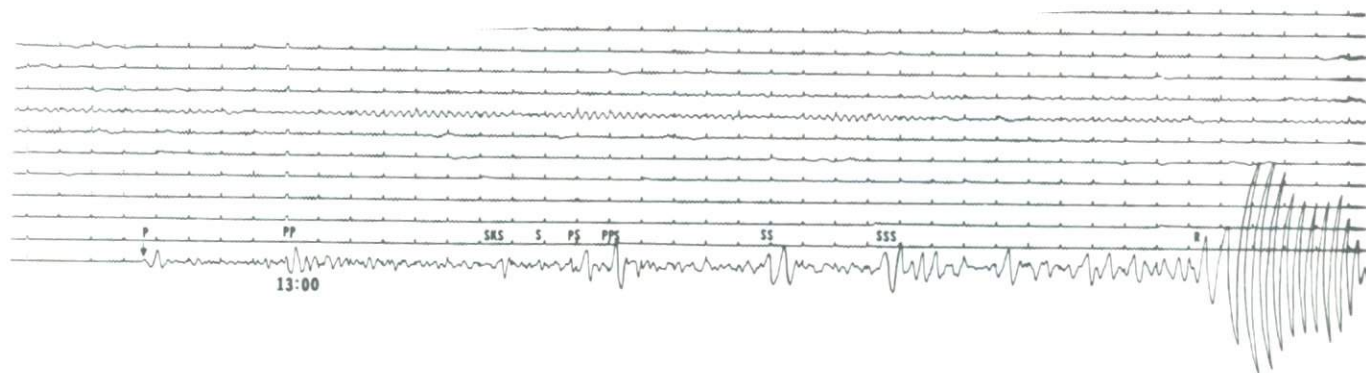
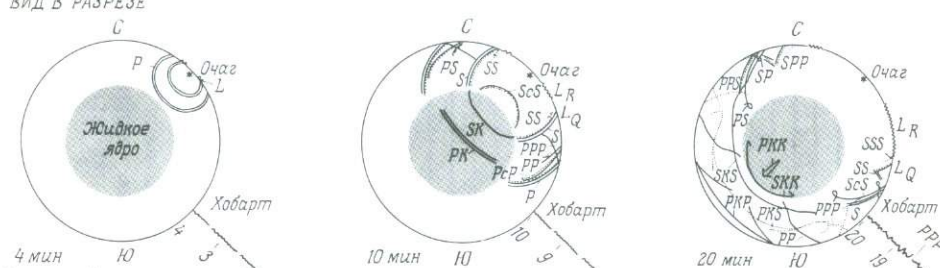


Рис. 3.4. Ясная запись землетрясения (нижняя линия сейсмограммы), сделанная на обсерватории Беркли с помощью стандартного современного сейсмографа. Интервал между соседними марками времени на сейсмограмме соответствует 1 мин, время увеличивается слева направо. Землетрясение произошло возле о. Калимантан на расстоянии 11 000 км от Беркли. Хорошо видны вступления волн *P* и отраженных волн *PP*. За ними следуют вступления фаз *SKS* и *S* и отраженных волн *PS*, *PPS*, *SS* и *SSS*. В конце нижней дорожки видны волны Рэля, которые начинаются с колебаний длинных периодов, затем сокращающихся (пример дисперсии волн). Запись не полная, так как она была нечаянно прервана оператором для смены ленты. 13:00 – среднее гринвичское время.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЙ СЕЙСМОГРАФ

Время толчка 22 ч 38 мин 10 с
 Минутная отметка хронометра
 Минуты, отсчитываемые от времени первого движения в очаге



4 мин Ю
 Волна P обогнала S. Фронт не сферический, так как волны глубоко в мантии имеют повышенную скорость. Поверхностные волны L, распространяющиеся только вдоль земной поверхности, подобно ряби на поверхности воды, настолько отстали от волн S, что образуют отдельную группу колебаний. Отметим их большую амплитуду, когда они достигают Хобарта через 35-50 мин после толчка

10 мин Ю
 Первая волна (PK) достигла центра Земли, но обсерватория Хобарт еще не ощущает, что произошло сильное землетрясение, волны которого находятся в пути. Пути фазы PK, прошедшей через ядро, и мантийных фаз теперь далеко разошлись. Волна P, отраженная от ядра (PcP), достигла поверхности Земли и быстро распространяется, почти перпендикулярно к поверхности. Волна S, отраженная от ядра (ScS), находится на пути к поверхности. Поверхностные волны L теперь разделились на две группы: более быстрые и слабее диспергирующие волны Лява L_Q ушли вперед от волн Рэлея L_R, движение в которых несколько напоминает морские волны

20 мин Ю
 Фронт волны PKP только что достиг поверхности Земли у антипода. Поскольку в воздух передается очень мало упругой энергии, земная поверхность является почти идеальным отражателем, и эта волна будет отражена назад в направлении очага землетрясения сначала как PKPP, а затем постепенно превратится в PKPPPK

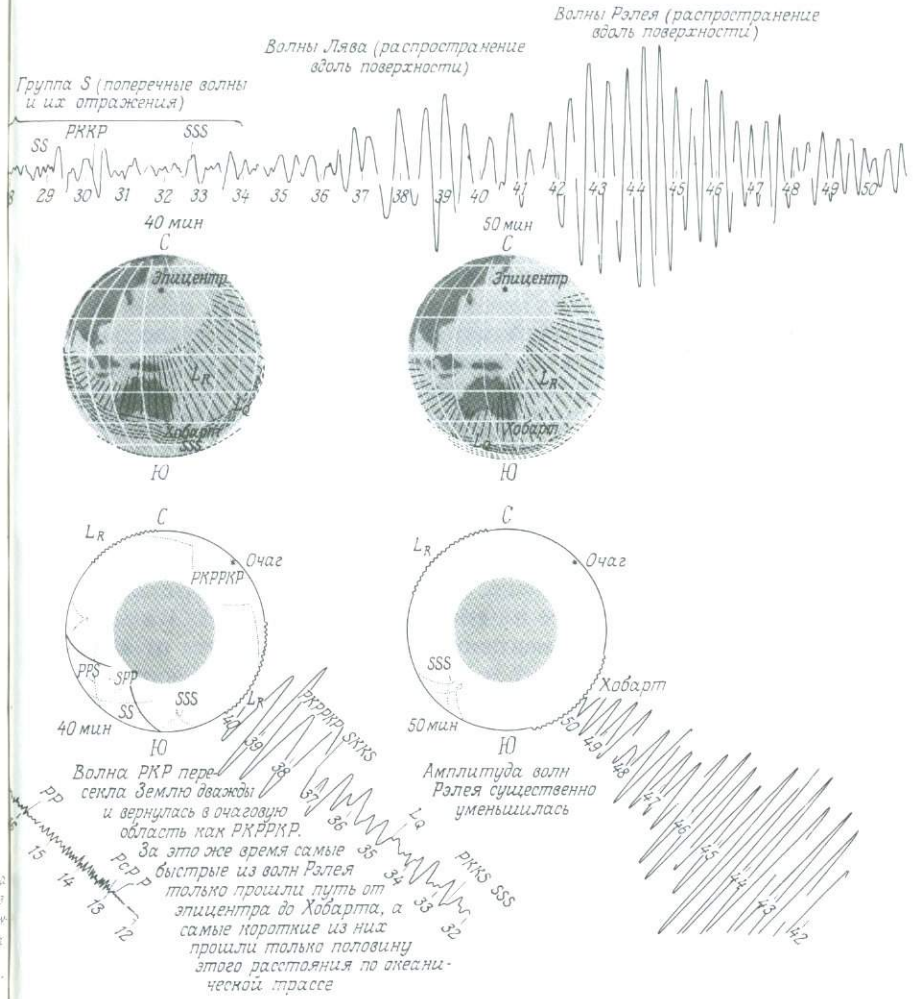


Рис. 3.5. «Моментальные снимки» сейсмических волн различных типов (отмеченных на сейсмограмме сверху) в последовательные моменты времени при их распространении из очага землетрясения в районе Японии через тело Земли (объемные волны различных типов P и S) и вокруг ее поверхности (поверхностные волны). Читатель может следовать за фронтами волн по

мере их перемещения, глядя на сейсмограмму, полученную в Хобарте, Тасмания. На нижних рисунках изображены волновые фронты внутри Земли через 4, 10, 20, 40 и 50 мин после начала землетрясения. (Основано на схемах, построенных проф. С. У. Кэри из Университета Тасмании.)

неглубоком землетрясении, которое произошло вблизи острова Калимантан на эпицентральной дистанции от Беркли около 102° (примерно 11 000 км). Землетрясение с магнитудой 6,8 началось в 12 ч 41 мин 36 с гринвичского времени 27 марта 1969 г. Сейсмограмма записана на листе бумаги, наматанном на вращающийся барабан, так что отдельные трассы образуют непрерывную спиральную линию, на которой время возрастает слева направо. Чтобы разобрать запись, бумагу нужно развернуть и распрямить. Как можно видеть, отметки времени показаны небольшими выбросами вверх. На этой сейсмограмме марки времени сделаны с интервалом 1 мин, а целые часы отмечены столбиком более широких выбросов.

При первом взгляде нас поражает, насколько велико число записанных НСВ. Как сейсмологические сыщики, мы должны теперь подобрать ключи к загадке, используя сказанное ранее о типах волн, которые могут распространяться в Земле, а также законы отражения и преломления.

Первым на сейсмограмме появляется предварительное колебание *P*, отмеченное стрелкой; оно имеет вид импульса, амплитуда которого превышает уровень фона микросейсм, а время вступления — около 12 ч 55 мин 35 с. Это прямая волна, прошедшая путь от гипоцентра до Беркли примерно за 14 мин. Следующее интенсивное НСВ появляется приблизительно на 4,5 мин позднее и идентифицируется как *PP*. Эта волна на пути между Беркли и Калимантаном один раз отражается от внешней поверхности Земли (см. рис. 2.3). Следующим (если пренебречь второстепенными колебаниями) вступает импульс, обозначенный *SKS* и принадлежащий волне, прошедшей через земное ядро. За ним следуют вступления фаз, обозначенных *S*, *PS*, *PPS*, *SS* (отчетливое вступление с большой амплитудой и длинным периодом) и *SSS*. Лучи этих волн в Земле легко изобразить, как на рис. 2.3.

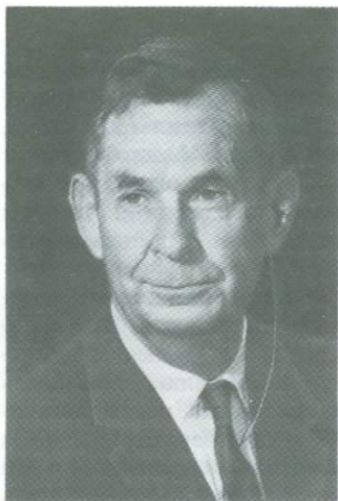
Наконец, через 32 мин после вступления *P* начинается изящная группа колебаний. Это поверхностные волны, преодолевшие Тихий океан, они проходят мимо Беркли в течение следующих 30 мин (конец записи не показан). Вначале данная группа волн обнаруживает некоторую дисперсию (более длиннопериодные волны приходят первыми). Это волны Рэлея или Лява? Конечно, на приведенной записи не может быть волн Лява, так как смещения в них происходят параллельно земной поверхности и они не могут регистрироваться сейсмографом, реагирующим только на вертикальные смещения. Рэлеевские же волны сотрясают почву по вертикали (см. рис. 2.4), и мы идентифицируем поверхностные волны на рис. 3.4 как волны Рэлея.

Это землетрясение умеренной силы показывает, как богата информацией картина волн, излучаемых в очаге землетрясения. Не все записи содержат вступления, проявляющиеся так же явно, как на рис. 3.4. Воображение подсказывает нам, что существует много трудностей. Например, объемные волны могут отразиться внутри Земли так много раз, что им потребуется более 30 мин, чтобы дойти до Беркли, где они запишутся одновременно с поверхностными волнами, которые их замаски-

руют. Здесь мы сталкиваемся с еще одним преимуществом использования глубокофокусных землетрясений, при которых почти не возникает поверхностных волн, по сравнению с неглубокими землетрясениями, при которых они есть. Поскольку некоторые поздние фазы блуждают в Земле примерно в течение часа после первого вступления P , при глубокофокусных землетрясениях мы получаем сейсмограммы, на которых эти фазы свободны от наложения поверхностных волн. Мы покажем некоторые записи этих поздних вступлений в гл. 4.

В заключение нашего описания давайте проследуем вместе с сейсмическими волнами по недрам Земли и вокруг ее поверхности. Для этого как нельзя лучше подходит прекрасная сейсмограмма Японского землетрясения*, полученная обсерваторией Хобарт в Тасмании. Эта запись показана на рис. 3.5 вместе с моментальными снимками, показывающими движение фронтов основных волн после начала землетрясения. За расширяющимися фронтами волн P , S и семейства отраженных волн можно следить как внутри, так и на поверхности Земли. Можно видеть и как волны Лява и Рэлея распространяются вокруг земной поверхности.

* Эпицентр этого землетрясения имел координаты $44,5^\circ$ с.ш., $148,5^\circ$ в.д. и находился в районе Курильских островов, у побережья о. Итуруп. Поэтому его правильнее называть Итурупским.—Прим. ред.



Кейт Эдвард Буллен (1906–1976)
«Я в долгу перед природой за интересные свойства сжимаемости вещества внутри Земли, которые позволили мне связать мои ранние работы с представлениями о твердом состоянии внутреннего ядра».

Глава 4

Основные оболочки Земли, Луны и Марса

Земная кора

Одним из первых триумфов сейсмологии было открытие А. Мохоровичича, что Земля имеет кору (см. гл. 1). Изучая НСВ на сейсмограммах балканских землетрясений, он сделал вывод, что эти волны распространялись не только прямолинейными путями в приповерхностном слое Земли, но и сначала шли в глубь Земли и на глубине около 50 км преломлялись на границе, называемой теперь Мохо, прежде чем повернуть вверх к сейсмической станции. (Соответствующие сейсмические лучи показаны в дополнении 2.1.) Впоследствии подобные исследования с использованием преломленных волн были проведены в различных странах, и было установлено повсеместное существование континентальной коры толщиной от 25 до 40 км. Позднее аналогичными сейсмологическими работами с использованием кораблей для размещения регистрирующей аппаратуры на море было установлено, что толщина коры под глубокими океанами намного меньше (около 5 км). Тут может возникнуть вопрос: нельзя ли при современной технике и методах исследования получить более прямые данные о границе Мохо? Постараемся ответить на этот вопрос.

Фактически Мохоровичич применял один из двух основных методов сейсмических исследований структуры земной коры. (В последующих

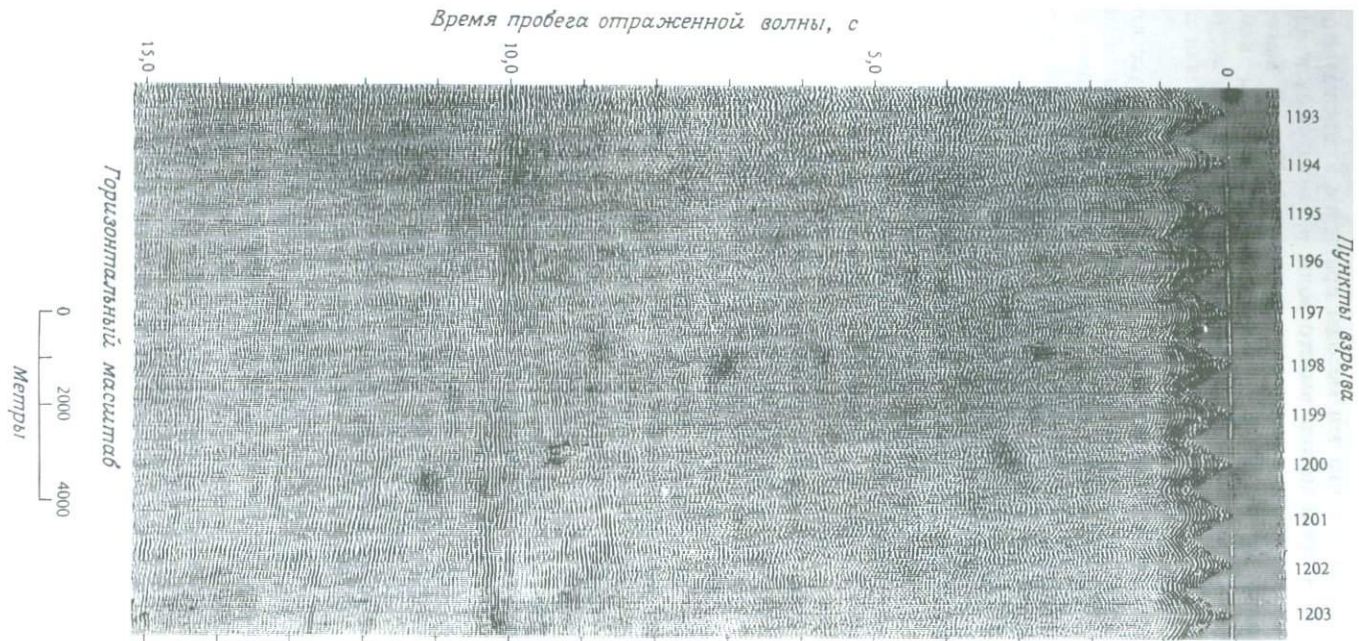
разделах мы увидим, что эти методы пригодны и для изучения глубоких недр.) Во втором методе вместо волн, преломленных вдоль границ раздела, используются волны, отраженные от них. В методе отраженных волн используются довольно ясные методы наблюдений и принципы интерпретации, которые вполне эффективны, когда в среде имеются хорошо отражающие границы, посылающие назад к сейсмографам интенсивные волны.

Наиболее широкое применение с использованием искусственных источников, таких как взрывы и механические вибраторы, метод отраженных волн находит в разведке нефти. Для обнаружения нефтяных и рудных залежей необходимо иметь детальные сведения о строении земных недр, хотя обычно лишь в ограниченных региональных масштабах и на глубину лишь в несколько километров. В особенности сейчас, когда ресурсы планеты напряжены до предела, во всем мире существует острая потребность в детальном картировании геологических структур.

К примеру в 1976 г. общемировой расход на разведку отраженными волнами превысил 1 млрд. долл., причем большая часть этой суммы приходилась на разведку нефти. Как и следовало ожидать, такие крупномасштабные усилия, сосредоточенные в нефтяной промышленности, привели к развитию очень сложных методов наблюдения и анализа зарегистрированных данных. Одновременно, конечно, все большее применение получали ЭВМ с большой памятью и быстродействием. Поэтому современные методы исследования земной коры с использованием как отраженных, так и преломленных волн мало напоминают простой метод, использованный Мохоровичичем и другими сейсмологами, изучавшими записи естественных землетрясений.

Теперь уместно перейти прямо к описанию самого нового и сложного применения метода отраженных волн для картирования структур земной коры под осадочным чехлом (толщина которого 5–10 км), а также кристаллического основания до глубины 40 км и даже верхней мантии приблизительно до 50 км.

В 1968 г. в Австралии Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики провело специальный полевой эксперимент, целью которого было попытаться записать сейсмические волны, отраженные от границ раздела в глубине земной коры. Операторы сначала установили на поверхности рядами десятки сейсмографов (называемых в сейморазведке геофонами), затем они возбудили сейсмические волны взрывами в скважинах. Чтобы уловить глубинные отражения, выходящие вверх почти вертикально, регистрирующая аппаратура после взрыва оставалась включенной в течение 20 с. [При толщине коры 30 км и средней скорости P -волны в породах коры 6,0 км/с (разумное значение) пробег P -волны до границы Мохо и обратно занимает около 10 с.] Затем та же процедура повторялась в следующей точке на профиле. На рис. 4.1 показан отличный пример записей, полученных на профиле в районе Милдьюры (шт. Виктория). Записи взрывов вырисовывают разрез, где 12-километровый профиль пунктов взрыва протягивается по горизонтали, а времена пробега отраженных P -волн нанесены по вертикали.



Наиболее впечатляющей деталью полученной картины является почти горизонтальная полоса темных линий (указывающих на поступление сейсмической энергии) на времени около 10 с. Исходя из приведенного выше расчета, мы можем с уверенностью приписать эти отражения границе Мохо.

Хотя приведенный сейсмический разрез никогда ранее широко не публиковался, он остается одним из лучших для характеристики основания земной коры. Следует также отметить, что отражающий слой, хотя он и неоднороден по горизонтали, имеет толщину менее полсекунды по времени пробега волн, или около 1 км. На полученных записях как выше, так и ниже границы раздела почти не наблюдается когерентных волн. Отсюда можно сделать вывод: в этой части юго-западной Австралии земная кора довольно однородна и отделена от мантии резкой границей на глубине около 30 км.

На ранней стадии сейсмологические исследования создавали представление, которое удивительно широко распространилось среди геологов, знакомых со сложными приповерхностными структурами: им казалось, что земная кора повсеместно имеет спокойное и простое строение. И лишь недавно был поставлен вопрос: как же все-таки устроены породы земной коры? Чтобы ответить на него, расскажем еще об одном эффективном способе, использующем отраженные волны. Он называется «Вибросейс» и разработан нефтяной компанией «Континентал ойл». В этом методе в качестве источника сейсмических волн вместо взрывов и механических ударов применяется специальное вибрационное устройство, смонтированное на грузовом автомобиле и приводимое в движение мощным двигателем. Вибраторы развивают вертикальное усилие до 30 т, действующее на площадке 2 м^2 на поверхности почвы. Прилагаемое усилие изменяется во времени приблизительно по синусоидальному закону, но с медленно меняющейся частотой. Продолжительность выбранных обычно составляет около 20 с, и частота посылок за это время изменяется по линейному закону примерно от 8 до 32 Гц. Отраженные сигналы улавливаются группой из многих сейсмометров, распределенных по профилю, и записываются на магнитную ленту. Эти записанные сигналы затем коррелируются с излученными.

Метод обладает большими преимуществами, в том числе отсутствием необходимости бурить скважины для взрывчатки, эффективностью превращения энергии источника в сейсмические волны и более точным контролем за характеристиками источника. В некоторых

Рис. 4.1. Отраженные сейсмические волны при взрывах на поверхности Земли, записанные группой портативных сейсмографов (геофонов), расположенных на поверхности. По вертикали прослеживается структура среды в виде функции времени пробега волн, отраженных от границ раздела в пределах земной коры. При временах пробега до 10 с отраженные волны не выявляют ничего примечательного; на 10 с отчетливо видно горизонтальное изменение свойств среды.

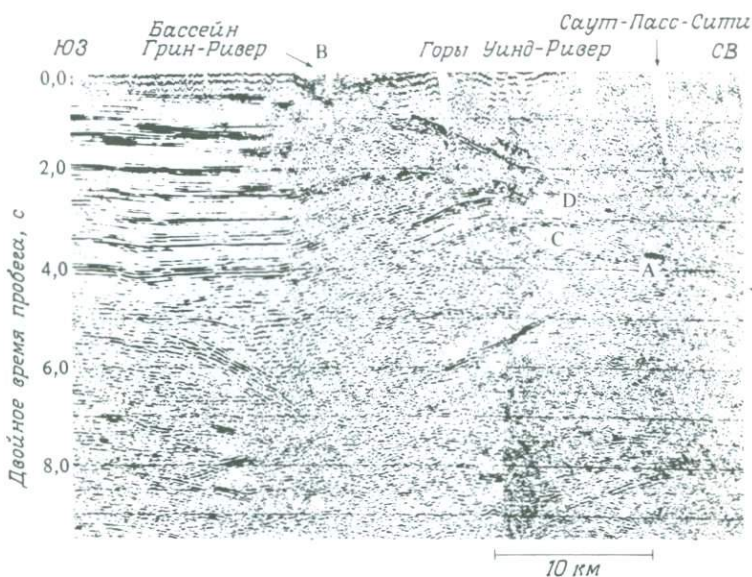


Рис. 4.2. «Рентгенограмма» земной коры в горах Уинд-Ривер, шт. Вайоминг, полученная методом отраженных волн. Как и на рис. 4.1, горизонтальная ось отображает расстояние на поверхности Земли, а вертикальная – двойное время пробега сейсмических волн (вглубь до отражающего слоя и обратно к поверхности). Наблюдается много границ, отразивших P -волны обратно к поверхности. Эти структуры связаны с поднятием Уинд-Ривер и бассейном Грин-Ривер.

удачных экспериментах 100 станций располагали вдоль профиля длиной 10 км с интервалом между сейсмографами около 100 м. На каждой такой станции располагалась мини-группа, или «расстановка», из 30 геофонов для подавления помех путем суммирования всех сигналов (о группах см. гл. 3).

Эффективный результат одного из экспериментов показан на рис. 4.2. Измерения проводились в 1976 и 1977 гг. вдоль поднятия Уинд-Ривер в горах Уинд-Ривер (шт. Вайоминг) группой сотрудников геологического факультета Корнеллского университета (шт. Нью-Йорк). На рис. 4.2 представлена картина вертикального разреза земной коры, полученная после обработки записей на ЭВМ. По вертикали здесь отложено полное время пробега P -волн вниз от излучающего вибратора и обратно после отражения. Так же как и на предыдущем разрезе, умножив времена пробега волн на 3, можно грубо вычислить глубину в километрах.

Продвигаясь по данному разрезу слева направо (с юго-запада на северо-восток), мы сначала видим отражения от многочисленных слоев в толще осадочного чехла бассейна Грин-Ривер. Осадочные породы достигают на этом участке максимальной мощности 12 км и смяты в пологие складки. Далее, в районе гор Уинд-Ривер имеются крутопадающие отражающие границы, которые определяют плоскости надви-

гов, погружающиеся в глубь земной коры (см. на рис. 4.2 стрелку от точки *B* до *D*). Эти наблюдения согласуются с данными, полученными геологическими исследованиями на поверхности, согласно которым осадочные породы бассейна Грин-Ривер были перекрыты докембрийскими породами гор Уинд-Ривер. На сейсмическом разрезе видна также деформация осадочных пород при образовании складок и разломов под плоскостью надвига (в точках *C* и *A*). Плоскость надвига проходит далее между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом до времени 3,8 с (глубина около 12 км), где осадочный слой заканчивается. На продолжении разреза, выходящем за рамки рис. 4.2, плоскость надвига протягивается дальше этого осадочного бассейна вплоть до времени 9 с, т.е. глубины порядка 25 км.

Особенности сейсмического разреза земной коры, приведенного на рис. 4.2, для других частей штата Вайоминг очень изменчивы, и мы здесь не будем на них подробно останавливаться. В то время как в верхней части земной коры горных районов не наблюдается большого числа отражающих поверхностей, в ее средней части они многочисленны, что указывает на искажение первоначальной структуры пород. Вся картина в целом позволяет нам как бы с высоты птичьего полета увидеть сложную и неоднородную структуру земной коры так же четко, как если бы нам удалось ее разрезать и непосредственно рассмотреть.

Надо, конечно, отдавать себе отчет в том, что «на вкус и цвет товарища нет», и стараться не выдавать желаемое за действительное. Например, возможно, существуют районы, где не наблюдается четкого разграничения между породами земной коры и мантии.

Мантия

Удобно использовать простые обозначения основных оболочек Земли. В табл. 4.1 мы следуем схеме, впервые предложенной Булленом, с небольшими изменениями в описании оболочек *B* и *C* в соответствии с современными представлениями.

Оболочка *A*, представляющая собой земную кору, уже разбиралась выше. Рассмотрим теперь мантию Земли, которая простирается от Мохо до границы ядра. Как уже отмечалось, в этой области Земли распространяются как *P*-, так и *S*-волны (за исключением отдельных локальных областей расплавленного вещества), т.е. здесь мы имеем дело с обычными твердыми породами.

Подробное изучение сейсмических волн позволило разделить мантию еще на несколько оболочек, хотя их границы определяются не с такой точностью, как Мохо. Вверху находятся две относительно тонкие, но несомненно очень важные оболочки *B* и *C*. Толщина этих слоев и физические свойства пород в них изменяются от места к месту, что, по-видимому, тесно связано с динамическими геологическими процессами, вызывающими изменения рельефа и тектоники на поверхности земного шара. Если характеризовать оболочки языком глобальной текто-

Таблица 4.1. Основные оболочки Земли

Оболочка	Наименование	Пределы глубин, км	Агрегатное состояние
A	Кора	0–5 (океаны) 0–40 (континенты)	Жидкое Твердое
B	Подкорковая литосфера, Астеносфера } Верхняя мантия	От Мохо до 100 км	»
C		100–640	Твердое (верхние части близки к плавлению)
D'	Нижняя мантия	640–2780	Твердое
D''	Переходная зона	2780–2885	Твердое (уменьшение скорости волн)
E	Внешнее ядро	2885–4590	Жидкое
F	Переходная зона	4590–5155	»
G	Внутреннее ядро	5155–6371	Твердое

ники, то кора (слой A) представляет собой верхнюю часть более или менее жесткой оболочки, называемой *литосферой*. Слой C, который находится непосредственно под литосферой и примечателен низкими скоростями сейсмических волн (впервые убедительно установленными Б. Гутенбергом) и сильным поглощением сейсмической энергии, называется *астеносферой*.

В настоящее время удобно отождествлять слой B с частью литосферы, находящейся под земной корой. Поведение сейсмических лучей указывает на то, что основание литосферы не является очень резкой или определенной поверхностью раздела, хотя имеются сейсмологические данные, в частности данные поверхностных волн, которые позволяют считать, что нижняя граница литосферы находится на глубине 80–100 км. Астеносфера, на которой плавают литосфера, обозначена в табл. 4.1 как оболочка C. Имеются сейсмологические данные, что эта область во многих местах подразделяется по крайней мере на два слоя с границей раздела на глубине около 400 км. Ветви годографа P-волн, соответствующие этой границе, впервые были замечены на заре сейсмологии П. Байерли из Калифорнийского университета и, несмотря на многочисленные новые варианты интерпретации и наблюдательные данные, эта особенность сохранилась в современных моделях. Основание оболочки C совпадает с еще одной границей раздела, проявляющейся в сейсмических волнах рядом эффектов. Интересно, что ее глубина 640 км близка к глубине самого глубокого землетрясения, зафиксированного в сейсмически активных зонах (см. гл. 3).

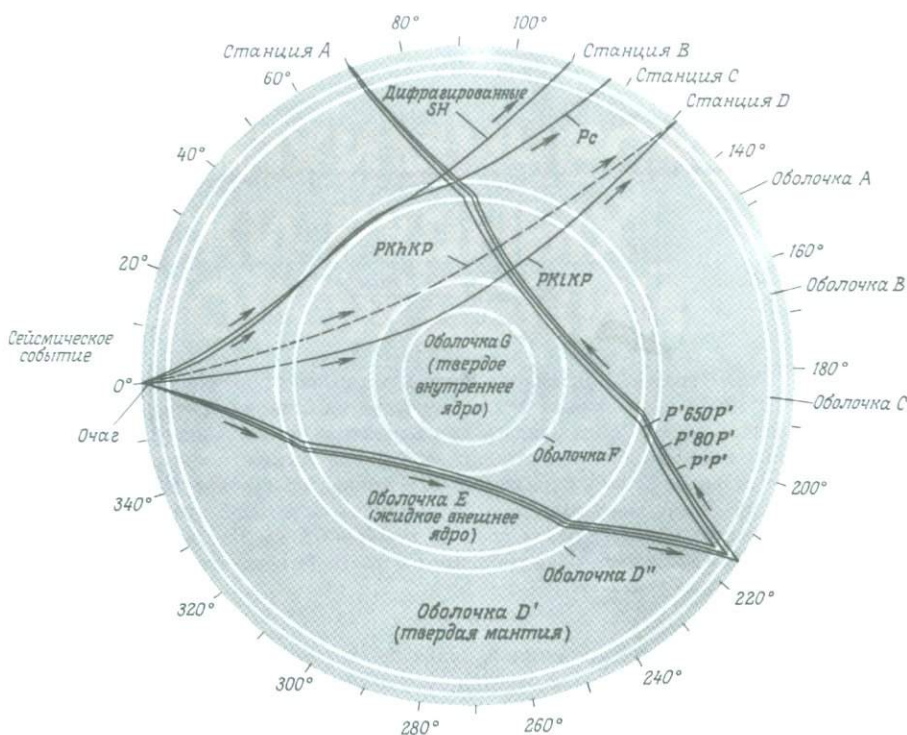


Рис. 4.3. Пути сейсмических волн на фоне диаграммы, изображающей основные оболочки Земли. Три почти параллельных луча, приходящие к станции А, изображают пути сейсмических волн от подземного ядерного взрыва, сейсмограмма которого приведена на рис. 4.4. Два луча, приходящие к станциям В и С, соответствуют волнам SH и Pc, испытавшим дифракцию. Волны РКкКР и РКіКР достигают станции D. (Из статьи Болта [26].)

Рассмотрим теперь некоторые данные о границах раздела внутри оболочки С. В 1968 г. Р. Д. Адамс на сейсмологической обсерватории в Новой Зеландии и годом позже Е. Р. Энгдал и Е. А. Флинн в США независимо обнаружили на сейсмограммах слабые волны, вступающие немного раньше, чем отраженные фазы РКPPКР (или, короче, P'P' — см. гл. 2 и рис. 4.3). Обычные волны типа P'P' проходят длинный путь от очага землетрясения к противоположной стороне Земли, затем отражаются и регистрируются станцией, находящейся в том же полушарии, где произошло землетрясение; при этом они дважды проходят через ядро. Упомянутые волны, предшествующие обычным P'P', были интерпретированы как волны P'P', не достигшие противоположной поверхности Земли, а отразившиеся от некоторой границы раздела в верхней мантии, как показано на рис. 4.3.

Волны типа P'P' особенно полезны для изучения внутреннего строения Земли. Их путь настолько длинен, что они вступают примерно че-

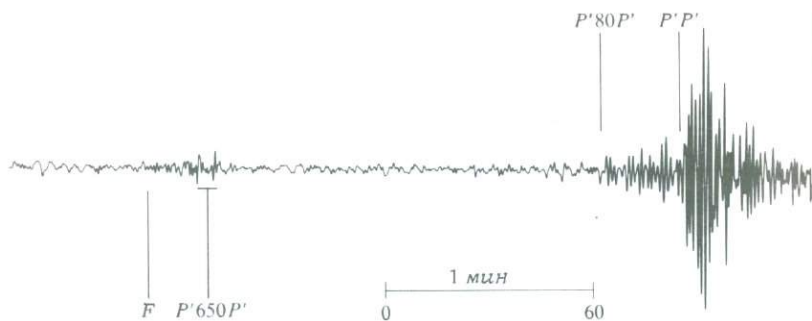


Рис. 4.4. Сейсмограмма подземного ядерного взрыва, произведенного 14 октября 1970 г. на о. Новая Земля; записана на станции Джемстаун. Интенсивная фаза $P'P'$ образовалась при отражении продольной волны от противоположной стороны поверхности Земли под Антарктидой (рис. 4.3). Ей предшествует волна $P'80P'$, отраженная от границы на глубине 80 км под Антарктидой. Двумя минутами раньше на записи виден еще дублет волны $P'650P'$, очевидно отраженной от слоя на глубине 650 км под Антарктидой. Происхождение цуга волн, начинающегося в точке F , неизвестно. (Из статьи Болта [26].)

рез 40 мин после возбуждения в очаге землетрясения. Поэтому, когда они достигают сейсмографа, большинство других волн, возбужденных землетрясением, уже зарегистрировано и прибор находится в покое.

Особенно яркий пример многократных отражений на больших расстояниях обеспечил подземный ядерный взрыв, произведенный на Новой Земле 14 октября 1970 г. $P'P'$ -волны прошли сквозь земное ядро, отразились от поверхности в районе Антарктиды и вернулись обратно в северное полушарие. На записи, сделанной в Джемстауне, отраженная волна $P'P'$ представляет наиболее яркую особенность сейсмограммы (рис. 4.4). Примерно за 20 с до вступления сильных отражений $P'P'$ начинается цуг значительно более слабых волн, которые можно объяснить отражениями от внутренней стороны границы на глубине 80 км под поверхностью Антарктиды*. Эти волны-предвестники обозначают $P'80P'$.

Просматривая сейсмограмму далее справа налево (т.е. в сторону уменьшения времени), на протяжении более чем полутора минут мы на-

* Интерпретация вступления, обозначенного на рис. 4.4 как $P'80P'$, представляется весьма спорной. Вообразим фазу P' , луч которой лежит вне диаметральной плоскости, содержащей луч $P'P'$. Когда фаза P' достигает поверхности Земли, ее энергия частично рассеивается неровной поверхностью и неоднородностями приповерхностного слоя. Часть рассеянной энергии снова распространяется как P' и этим путем достигает той же сейсмической станции, что и фаза $P'P'$. Такие фазы, иногда обозначаемые $P'.P'$, имеют время пробега меньше, чем $P'P'$. Существуют убедительные данные, в свете которых фазу, обозначенную $P'80P'$, правильнее интерпретировать как $P'.P'$ (см., например, Л. П. Винник: Исследования мантии Земли сейсмическими методами.— М.: Наука, 1976).—Прим. ред.

блюдаем лишь беспорядочные микросейсмы. Однако почти точно за две минуты до первых волн $P'80P'$ неожиданно возникает красивый дублет: два резких пика, разделенных интервалом в несколько секунд, четко вырисовываются над уровнем фона. Время вступления этих резких импульсов хорошо согласуется с ожидаемым временем пробега волн, отраженных слоем, находящимся на глубине около 650 км под поверхностью Антарктиды; поэтому их обозначают $P'650P'$. Наличие двух пиков означает небольшое расхождение траекторий двух лучей, отразившихся на глубине 650 км. Это расхождение, по-видимому, связано с наличием переходных зон ядра, которые мы рассмотрим в гл. 5.

К настоящему моменту известно много других случаев вступления волн $P'P'$ раньше, чем можно было бы ожидать, если бы в верхней мантии не было границ. Для объяснения этих волн-предвестников лучше всего предположить, что на глубинах менее 640 км существуют довольно резкие границы раздела, возможно прерывистые, но имеющие повсеместный характер.

Однако надо отметить, что на особенно четкой сейсмограмме с записью взрыва на Новой Земле отсутствуют пики в промежутке между фазами $P'650P'$ и $P'80P'$, которых следовало бы ожидать, если бы резкая отражающая поверхность присутствовала на промежуточной глубине, скажем 400 км. Отсутствие промежуточных НСВ указывает на то, что либо под Антарктидой отсутствуют промежуточные границы раздела, либо их нелегко обнаружить с помощью короткопериодных P -волн, которые движутся круто вверх, потому что эти границы менее резкие, чем на глубине 650 км.

Структура мантии глубже оболочки C значительно проще. Волны P и S проходят через обширнейшую область D без заметного осложнения и лишь с небольшим затуханием (см. рис. 6.7). Скорости сейсмических волн меняются в общем плавно, как показано кривыми изменения скоростей на рис. 7.6. Тем не менее имеются данные (полученные на пределе точности сейсмологических методов) об отличиях в структуре оболочки D от места к месту. Сравнивая их с изменениями на резких границах (Мохо, граница между мантией и ядром и даже границы раздела на глубинах 400 и 640 км), мы можем классифицировать эти особенности структуры как изменения «второго порядка» в химическом составе и упругих свойствах пород.

Проследившая семейство P -лучей со все большим максимальным проникновением в мантию (подобных изображенным на рис. 4.7), мы замечаем однообразие их поведения до эпицентрального расстояния около 105° . Примерно на этом расстоянии, что было отмечено такими пионерами сейсмологии, как Олдгем, амплитуды короткопериодных P -волн начинают убывать быстрее, и за пределами 105° короткопериодные P -волны тонут в микросейсмах. То же самое происходит с короткопериодными S -волнами, хотя их вступления выделить труднее, чем вступления P -волн, приходящих первыми, поскольку на таких расстояниях они маскируются другими волнами (см. гл. 5). На расстояниях свыше 105° мы сталкиваемся с еще одной странностью в поведении

P-волн: годограф слабых *P*-волн выпрямляется и их энергия смещается в более длинноволновую область.

В свете этих фактов наиболее убедительным в согласии с гипотезой Олдгема представляется вывод, что сейсмические лучи встречают отчетливую поверхность крупного препятствия, которое создает зону сейсмической тени на противоположной стороне земного шара. По этой гипотезе сейсмостанции на расстояниях более 105° находятся в сумеречной зоне, тускло освещенной лишь волнами, которые дифрагируют вокруг ядра либо проникают туда путем рассеяния.

В спорах со скептиками не следует упускать, что кроме изложенных выше аргументов имеются значительно более прямые свидетельства существования резкой границы раздела в основании мантии. Ими являются отражения *PcP* и *ScS* (см. рис. 1.3 и 5.3), которые регистрируются на многих эпицентральных расстояниях и определенно указывают на расположенную на глубине около 2885 км поверхность, способную отражать *P*- и *S*-волны даже такой малой длины, как 5 км.

Однако во временах пробега и амплитудах волн *P* и *S* на расстояниях около 100° существуют особенности, которые требуют дополнительного объяснения. Видимо, наиболее удачным является вывод о существовании тонкой переходной оболочки непосредственно над границей ядра (см. рис. 4.3). По этой причине мы подразделяем мощную область *D* на оболочки *D'* и *D''*, причем толщина последней составляет всего около 100 км. В следующей главе мы рассмотрим оболочку *D''* немного подробнее, поскольку оказывается, что, несмотря на свои небольшие размеры, она занимает значительное место в теориях конвекции вещества мантии и существенно влияет на оценки температуры в глубинах Земли (см. гл. 7). В моделях перемешивания мантии путем медленной конвекции *D''* представляет собой неподвижный слой на дне огромной «кастрюли», через который осуществляется мощная передача тепла путем теплопроводности от «горячей плиты» — земного ядра.

Внешнее ядро

Продвигаясь к центру Земли, мы теперь подходим к оболочке *E*, которая представляет собой огромное по размерам жидкое внешнее ядро Земли. Его жидкое состояние, впервые установленное Г. Джеффрисом из Кембриджского университета, практически бесспорно, даже если учесть необходимость осторожности при решении обратных задач (см. гл. 1). Приливные деформации всей Земли под действием притяжения со стороны Солнца и Луны возможны только при наличии значительного по величине центрального слоя с нулевой (или близкой к нулю) жесткостью. Кроме того, наблюдаемые резонансные (собственные) колебания Земли, рассматриваемые в гл. 6, также требуют наличия жидкой оболочки. Наконец, несмотря на многочисленные поиски, на сейсмограммах не было обнаружено сейсмических волн *S*-типа, которые прошли бы через оболочку *E*.

Отметим также, что жидкое состояние значительной части ядра является краеугольным камнем современного объяснения магнитного поля Земли. Суть этого объяснения в том, что магнетизм порождается электрическими токами, циркулирующими внутри Земли и генерируемыми гидродинамическими движениями проводящей жидкости в ядре. (Конечно, эта теория основывается на сейсмологических данных и сама по себе не может служить доказательством жидкого состояния оболочки *E*. Однако никакой приемлемой альтернативы не существует.)

P-волны любой длины свободно проходят через жидкое ядро, и самые надежные современные данные указывают на то, что скорость их плавно и непрерывно растет вглубь от границы мантии и ядра на интервале по крайней мере 1700 км (см. рис. 7.3). Кроме того, существуют экспериментальные данные, из которых очевидно, что ослабление *P*-волн вследствие поглощения в оболочке *E* очень мало. Для этого достаточно обратиться к нескольким экзотическим отражениям *P*-волн в зоне *E*, которые были обнаружены лишь совсем недавно. Мы рассмотрим два из них, названные *P4KP* и *P7KP* (объяснение обозначений дано в гл. 2).

Размещение чувствительных сейсмографов и сейсмических групп в «тихих» районах позволяет регистрировать очень слабые волны, которые захватываются ядром, многократно отражаются внутри него, прежде чем выходят из него и возвращаются на поверхность Земли (рис. 4.5). Именно к такому типу относятся фазы, подобные *P4KP*. Хотя такие многократные отражения были предсказаны, я вспоминаю, с каким волнением просматривал сейсмограмму, сделанную на станции Джемстаун (Калифорния) с записью волн от взрыва на Новой Земле. И вот — эврика! При значениях времен пробега, предсказанных для волн *P7KP*, несомненно присутствовал крошечный импульс, комфортабельно расположившийся в долине среди гор — микросейсмических колебаний (рис. 4.6).

Вряд ли мы когда-либо увидим такие ясные примеры волн *P4KP* и *P7KP*, которые возбуждались бы естественным землетрясением, как приведенные на рис. 4.6. Резкие вступления волн от подземных ядерных взрывов наблюдаются потому, что при взрыве высвобождение энергии происходит более простым путем, чем при большинстве землетрясений.

Какие же выводы можно сделать из анализа записей волн *P4KP* и *P7KP* типа изображенных на рис. 4.6? Во-первых, волны вступают очень резко. Это подтверждает, что граница между мантией и ядром является резкой границей с толщиной, вероятно, не превышающей 2 км. Во-вторых, три дополнительных участка пути, пройденные волнами *P7KP*, приводят к тому, что их амплитуда лишь в три раза меньше амплитуды волн *P4KP*. Такое незначительное затухание означает, что внешнее жидкое ядро весьма эффективно пропускает короткопериодные *P*-волны.

Наконец, эти наблюдения проливают некоторый свет на спорный вопрос о возможном существовании «горбов» размерами около 500 км на границе между мантией и ядром. Гипотезу о таких горбах Р. Хайд и др.

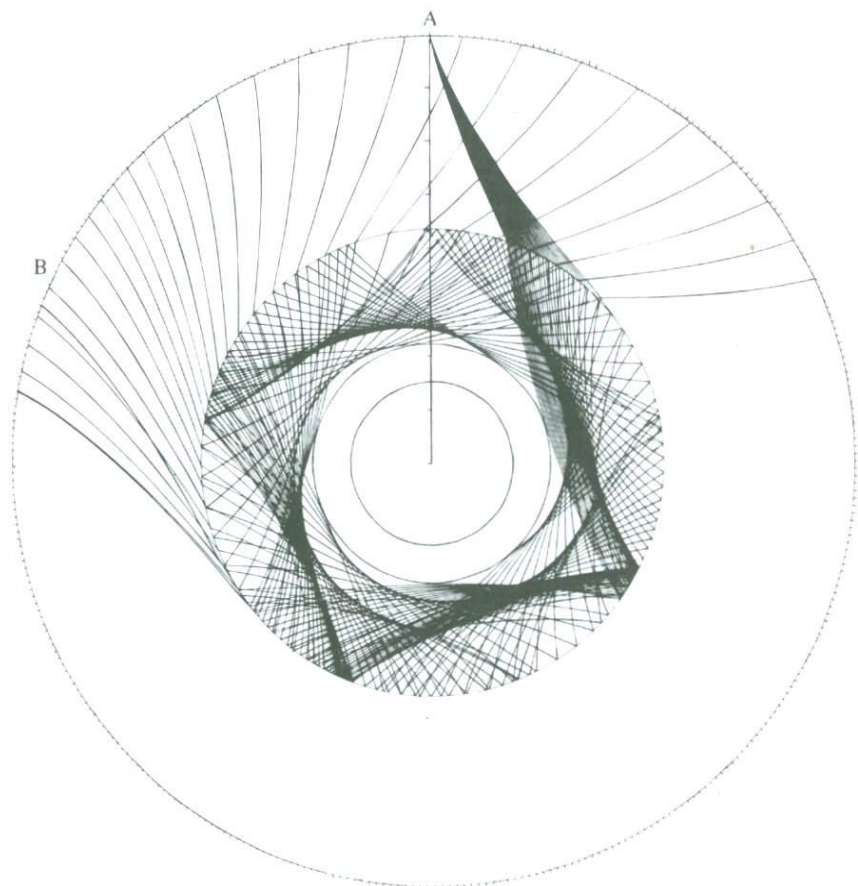


Рис. 4.5. Многократно-отраженные P -волны, захваченные жидким ядром Земли. На этой диаграмме, построенной ЭВМ, изображены пути волн, возбужденных сейсмическим событием в точке A и отраженных семь раз внутри ядра перед выходом на поверхность, например на станцию B . Программа построения этих лучей на ЭВМ была разработана Ч. Чепменом.

из Британской метеорологической службы выдвинули для объяснения различий в значениях напряженностей магнитного и гравитационного полей Земли при измерении в разных точках земной поверхности. Подобную тонкую структуру можно выявить с помощью короткопериодных волн, взаимодействующих с границей ядра. Однако легко показать, что неровности границы между мантией и ядром высотой менее 10 км нелегко обнаружить с помощью волн типа PcP , которые возвращаются к поверхности после единичного отражения.

Если же многократно-отраженные волны $P4KP$ и $P7KP$ встретят выступы высотой более 2 км на границе мантии и ядра, то времена пробега этих волн изменятся достаточно, чтобы их можно было измерить.

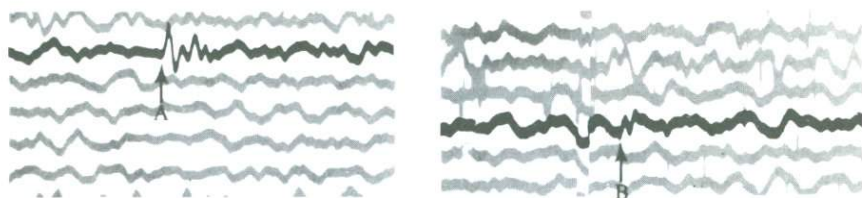


Рис. 4.6. Волны $P4KP$ и $P7KP$. Слабый импульс отражения $P7KP$ виден в правой части (B) этой сейсмограммы подземного взрыва на Новой Земле в 1970 г., записанной в Джемстауне. Более сильный импульс $P4KP$, обозначенный буквой A в левой части сейсмограммы, был записан на 20 мин раньше. (Из [26].)

Сравнивая времена пробега большого количества многократно-отраженных волн на одной и той же сеймостанции, мы сможем определить высоту таких горбов (конечно, если они существуют) по величине изменения времен пробега. К настоящему моменту (исследования такого рода проводятся всего несколько лет) получены указания на то, что эти величины не превышают изменений во временах пробега волн, не отражающихся от границы ядра. Поэтому я бы сказал ориентировочно, что если неровности рельефа границы и существуют, то либо их высота не превышает нескольких километров, либо, если она значительно больше, их количество незначительно.

Внутреннее ядро

Внутреннее ядро (оболочка G) было открыто в 1936 г. датским сейсмологом Инге Леманн. Это интересная история. В гл. 1 уже рассказывалось о том, что ранние сейсмологические наблюдения выявили зону тени для P -волн на эпицентральных расстояниях более 105° . Однако на противоположной стороне Земли, а именно на расстояниях свыше 140° , неопознанные сейсмические вступления наблюдались вплоть до антиподов на расстоянии 180° . Эти НСВ были волнами P -типа, но приходили на 5 мин позже, чем предсказывает простая экстраполяция годографа P -волн, построенного для расстояний от 0 до 105° .

Центральное ядро, по предложению Олдгема, с резко пониженной скоростью на границе с мантией неплохо объясняло эту особенность. Ход сейсмических лучей в таком ядре показан на рис. 4.7. Луч, который лишь слегка касается ядра, возвращается на поверхность как PKP на расстоянии более 180° в точке A. Чем круче падают лучи PKP на ядро, тем ближе точка их выхода на поверхность до тех пор, пока в точке B на расстоянии 142° это движение назад не прекращается. Затем происходит любопытное явление, хорошо известное изготовителям линз, астрономам и оптикам: следующий более круто падающий на ядро луч выходит после преломления снова на большем расстоянии. Далее лучи

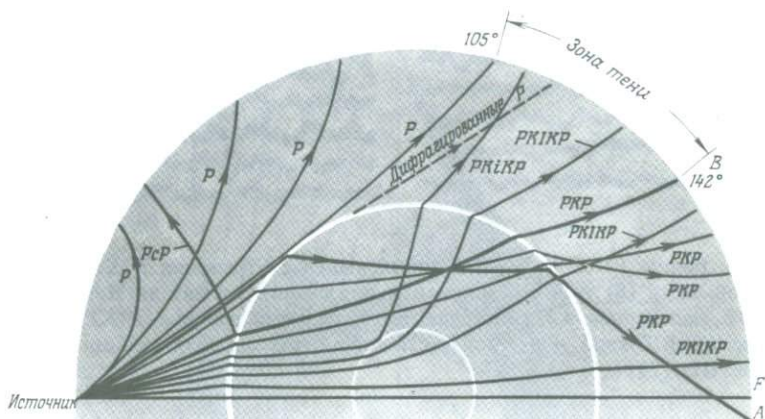


Рис. 4.7. Прохождение P -волн через земное ядро. Зона тени в интервале расстояний от 105° до 142° «тускло освещена» волнами землетрясений, испытавшими дифракцию на границе ядра, а также волнами, отраженными и преломленными внутренним ядром.

с возрастающей крутизной снова выходят на все больших расстояниях, пока, наконец, луч $PKiKP$, проходящий точно по диаметру в точку F , противоположную источнику, не завершит эту последовательность.

Таким образом, на противоположной землетрясению стороне Земли имеется пояс (от B до A), освещенный двумя видами волн PKP . Пояс ограничен особенно ярким кольцом на расстоянии 142° . Это кольцо и точку B называют *каустикой*. На данную область приходится большая энергия, поскольку здесь складываются и усиливают друг друга волны от обеих ветвей PKP . (Эффект каустики в оптике можно увидеть, наблюдая полосы отраженного света на поверхности жидкости, например в чашке чая при боковом освещении; см. гл. 8, упражнение 27.)

Как упоминалось в гл. 1, в 20-годах эта простая картина оказалась под угрозой, когда с помощью усовершенствованных сейсмографов были обнаружены НСВ в интервале между 105 и 142° , где в соответствии с описанной выше моделью единого ядра сейсмические волны из ядра не должны выходить на поверхность. Для объяснения этих неожиданных вступлений предлагались различные идеи, в частности идея о том, что наблюдаемая сейсмическая энергия имеет дифракционное происхождение, подобное ореолу света вокруг оптической каустики, полученной с помощью сферической линзы.

Два решающих открытия раз и навсегда прояснили эту проблему. Во-первых, Леманн показала, что всю картину наблюдаемых волн PKP от 105 до 180° можно объяснить, предположив, что ядро состоит из двух слоев, причем радиус внутреннего ядра меньше радиуса Луны (см. дополнение 1.4). Это радикальное мнение было почти сразу же поддержано Гутенбергом, который к тому времени работал совместно с Рихтером в Калифорнийском технологическом институте, и независимо

Джеффрисом. Они показали, что доступные им данные наблюдений времен пробега волн, проникающих в ядро, хорошо согласуются с гипотезой двойного ядра.

Во-вторых, что стало с конкурирующей более ранней гипотезой дифракции? С ней покончили теоретические доводы Джеффриса, который показал в 1939 г., что дифрагированные короткопериодные (с периодами около 1 с) волны *PKP* не могут наблюдаться в ореоле каустики *B* на расстояниях менее 135° ; не может быть речи о наблюдении таких волн на расстояниях от 110 до 135° . В зону тени, как показано на рис. 4.7, проникают преломленные волны (обозначаемые *PKiKP*), прошедшие сквозь внутреннее ядро. Именно они, а также отражения от границы внутреннего ядра (*PKiKP*) и проникают в зону тени.

После открытия внутреннего ядра измеренные времена пробега могли быть преобразованы с помощью методов решения обратных задач (см. гл. 1 и дополнение 1.3) в правдоподобные значения скорости *P*-волн в мантии, внешнем и внутреннем ядре. В одной из наиболее ярких и плодотворных программ исследований, когда-либо выполненных в области физических наук, два сейсмолога из Калифорнийского технологического института и Джеффрис (на решающей стадии он работал совместно с Булленом) независимо рассчитали в конце 30-х годов усредненные распределения скоростей сейсмических волн во всей внутренней части Земли. Для этого они использовали тысячи наблюдаемых значений времен пробега *P*- и *S*-волн. Сходимость результатов была впечатляющей. Лучшая похвала заключается в том, что даже через 40 лет их результаты не были намного улучшены. (Современный вид кривых изменения скоростей сейсмических волн внутри Земли см. на рис. 7.3 и 7.6.)

Одним из вопросов, по которому первоначально все-таки имелись существенно различные точки зрения, был вопрос о характере границы внутреннего ядра. В частности, Гутенберг считал, что она растянута на многие десятки километров, тогда как Джеффрис считал границу резкой. Вопрос оставался открытым вплоть до 60-х годов, когда были предприняты специальные поиски вступлений короткопериодных отражений *PKiKP* от границы внутреннего ядра. Приблизительно в это время я работал вместе с Мэри О'Нейл в Калифорнийском университете в Беркли. Если поверхность внутреннего ядра резкая, то внимательное изучение сейсмограмм должно было выявить НСВ в предсказанном временном интервале на расстояниях 105 – 110° . Мы искали их и нашли. Еще более убедительное доказательство было получено с помощью гигантской группы сейсмографов *LASA* (см. рис. 3.3). В 1970 г. Э. Р. Энгдал, А. Флинн и К. Ф. Ромни в США объявили о том, что группой *LASA* в шт. Монтана обнаружены волны *PKiKP*, которые отразились от границы внутреннего ядра под малым углом и вышли на поверхность на очень малых эпицентральных расстояниях – всего 10° . Источниками этих эхо-сигналов служили подземные ядерные взрывы, произведенные в шт. Невада, а также землетрясения (см. рис. 7.2). Отсюда непосредственно вытекали два вывода: во-первых, внутреннее ядро имеет резкую поверх-

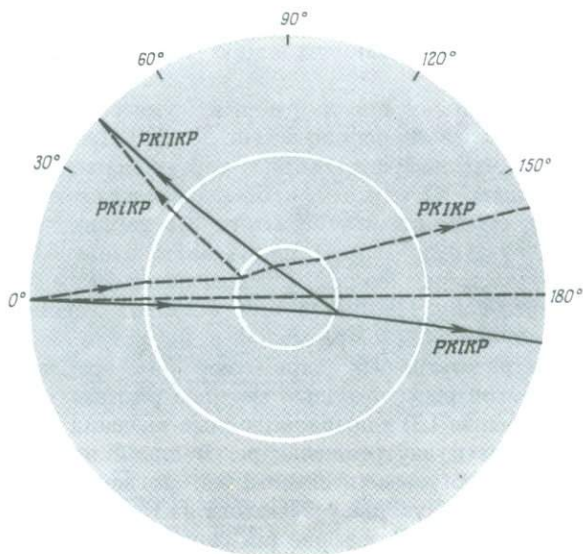


Рис. 4.8. Лучи сейсмических волн, распространяющихся через недра Земли от источника в точке 0° и отражающихся наружу и внутрь от границы внутреннего ядра. Такие отраженные волны обозначаются соответственно $PKiKP$ и $PKIKP$.

ность, а во-вторых, его радиус с точностью до нескольких километров равен 1216 км.

Мы не можем завершить наш рассказ о внутреннем ядре в этой главе, не прокомментировав экзотические волны, проходящие через ядро и названные $PKIKP$. Их путь показан на рис. 4.8. Они претерпевают единичное отражение от внутренней поверхности внутреннего ядра, порождая два звена I . После того как в 1970 г. стало известно, что граница внутреннего ядра является резкой, т.е. такой, от которой, как правило, можно наблюдать короткопериодные отраженные волны $PKiKP$, стало возможным предсказать условия, при которых сейсмические «телескопы» смогут зарегистрировать отражения от внутренней поверхности внутреннего ядра типа $PKIKP$. Поскольку было очевидно, что такая волна будет очень слабой, поиски импульсов $PKIKP$ среди всех НСВ и микросейсм стали возможны при появлении крупных сейсмических групп типа LASA с высокой разрешающей способностью. В результате таких поисков, проводившихся независимо многими сейсмологами, видимо, одно наблюдение можно с достаточной уверенностью идентифицировать как $PKIKP$.

Решающим шагом вперед было обнаружение моим коллегой А. Камаром и мною того, что сейсмической группой LASA были четко записаны волны, отраженные как от внешнего ядра (PcP), так и от внутреннего ($PKiKP$); источником этих волн был подземный ядерный взрыв, произведенный в Неваде в 1968 г. (кодовое название «Фолтлис»). Эти

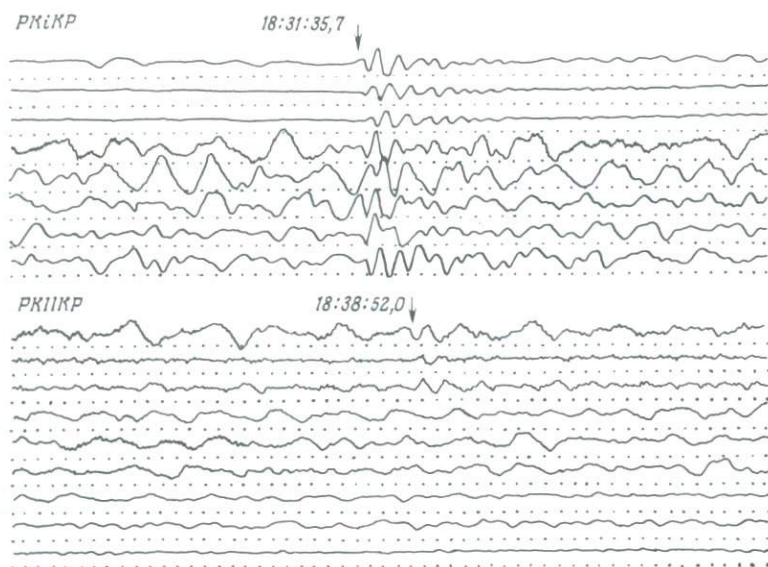


Рис. 4.9. Сейсмограммы волн *PKiKP* и *PKIKP*, полученные группой LASA в шт. Монтана. Марки времени нанесены через 1 с. Три верхние трассы для обоих видов волн представляют собой результаты суммирования записей всех сейсмографов группы с временными сдвигами и частотными фильтрациями, наиболее подходящими для обнаружения волн, прошедших ядро. Остальные трассы – записи сейсмических волн, полученные более мелкими группами сейсмографов. Стрелками отмечены времена вступления волн *PKiKP* и *PKIKP*, указанные рядом в часах, минутах и секундах.

записи воспроизведены на рис. 7.2, а их смысл рассмотрен в гл. 7. В данном случае волны должны были распространяться в глубину и обратно очень круто, поскольку расстояние между системой LASA и местом взрыва составляет всего тысячу километров. Однако тут же возник вопрос, не зарегистрировали ли сейсмографы LASA также и волны *PKIKP* от этого же взрыва. Я внимательно изучил участок записей системы LASA в интервале времен, в котором можно было ожидать вступления волн *PKIKP*. Эта уникальная сейсмограмма воспроизведена на рис. 4.9 (марки времени здесь расположены через 1 с). Верхние восемь трасс на рис. 4.9 охватывают интервал времени, в котором ожидаются вступления волн *PKiKP*, а девять нижних трасс покрывают интервал, предсказанный для волн *PKIKP*. Каждая трасса соответствует специально обработанным комбинациям сигналов от подгрупп сейсмометров в системе LASA, но мы здесь не будем останавливаться на этой процедуре фильтрации записей.

Вступление НСВ отчетливо видно на всех восьми верхних трассах. По времени прихода (и направлению движения, известному благодаря измерениям с помощью группы сейсмографов) мы идентифицируем его

как отражение *PKiKP* от внешней стороны резкой границы внутреннего ядра. Обнаружить НСВ на нижних трассах гораздо труднее. Все же стрелкой отмечено кратковременное колебание на трех верхних из этих трасс, которое попадает в интервал шириной 2 с от времени прихода, предсказанного для волн *PKIIKP* несколько лет назад. Интересно упомянуть, что сейсмолог, занимавшийся ежедневным анализом сейсмограмм *LASA*, посчитал этот изгиб заслуживающим включения в бюллетень в 1968 г., хотя он и не думал о такой редкой фазе, как *PKIIKP*.

Если признать идентификацию волны *PKIIKP* (наблюдаемая волна также соответствует ей и по направлению движения), тогда легко сделать еще по крайней мере два важных вывода. Во-первых, из рис. 4.8 очевидно, что если мы вычтем полное время пробега волны *PKiKP* из соответствующего времени пробега волны *PKIIKP*, то разность будет приблизительно равняться времени пробега на расстояние удвоенного диаметра внутреннего ядра. При радиусе 1216 км это дает среднюю скорость *P*-волн во внутреннем ядре 11,14 км/с. Второй непосредственный вывод вытекает из различия в амплитудах и периодах записанных волн *PKiKP* и *PKIIKP*, которое очевидно на рис. 4.9. Соответствующий расчет указывает на очень высокую степень затухания *P*-волн во внутреннем ядре (см. рис. 6.7).

Лунотрясения и внутреннее строение Луны

Начиная исследования планет, ученые понимали, что в этой области можно собрать «урожай» геофизической информации. Поскольку сейсмология уже обеспечила такую подробную картину строения недр Земли, а также важнейшую информацию о составе вещества и тектонических силах внутри нашей планеты, то установке сейсмографов на поверхности планет был отдан некоторый приоритет. (Многие геофизики считают его недостаточным.)

Эксперименты по определению геофизических свойств Луны были частью советских и американских программ исследования космического пространства, начало которым было положено полетами космических аппаратов серии «Рейнджер» в 1962 г. Однако только после посадки космических кораблей системы «Аполлон» на лунной поверхности были установлены первые сейсмические зонды. К 1969 г. специально разработанные сейсмографы были помещены на Луне в пяти местах во время экспедиций «Аполлон-12, 14, 15, 16 и 17». Запись сейсмических данных прекратилась в сентябре 1977 г.

Первым впечатляющим открытием, совершенным с помощью лунных сейсмографов, было то, что там действительно бывают лунотрясения. Станции обнаруживали от 600 до 3000 лунотрясений каждый год, хотя большинство толчков были очень слабыми и имели магнитуды менее 2. Преимущество наблюдений на Луне заключается в том, что микросейсмический фон там значительно меньше, чем на Земле, поэтому сейсмографы могут работать там с очень большим увеличением.

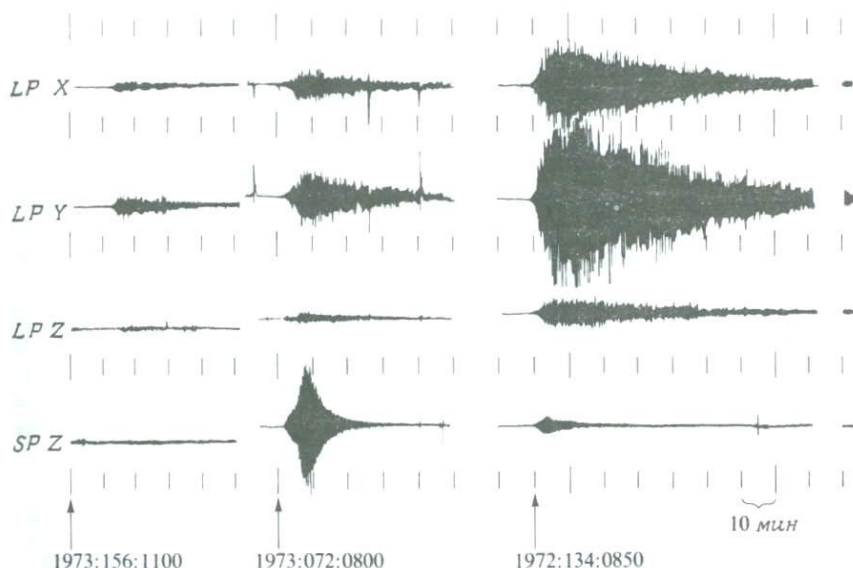


Рис. 4.10. Сейсмограммы лунотрясений трех типов, записанные сейсмографом, который был доставлен на Луну экспедицией космического корабля «Аполлон-16». *LP X*, *LP Y* и *LP Z* – три длиннопериодные компоненты, а *SP Z* – короткопериодная вертикальная компонента. Слева приведены записи глубокофокусного лунотрясения, в центре – записи мелкофокусного лунотрясения, а справа – записи колебаний, вызванных падением метеоритного тела на поверхность Луны. (С разрешения НАСА.)

Примеры записей волн лунотрясений показаны на рис. 4.10. Их внешний вид поначалу поражает, так как реверберация на них продолжается значительно дольше, чем на сейсмограммах землетрясений со сходной магнитудой и расстоянием. Такая большая длительность колебаний, по-видимому, связана с высокой степенью рассеяния волн раздробленными породами верхней части Луны и, возможно, с отсутствием воды, которая способствует поглощению сейсмических волн на Земле.

Поскольку на Луне было установлено несколько сейсмографов, то по временам вступления *P*- и *S*-волн от лунотрясений на эти сейсмографы можно было определить положение их источника таким же способом, как на Земле. Однако, как показано на рис. 4.11, сейсмографы на поверхности Луны были размещены лишь на обращенной к Земле ее стороне, что обусловило значительные неточности в определении эпицентров лунотрясений и времен пробега сейсмических волн. Следствием этого явилась неуверенность в данных о строении Луны и некоторое разочарование сейсмологов, работающих над этой проблемой.

Известны лунотрясения трех типов. К первому относятся толчки, вызванные падением объектов естественного и искусственного происхождения на поверхность Луны. Например, справа на рис. 4.10 показана

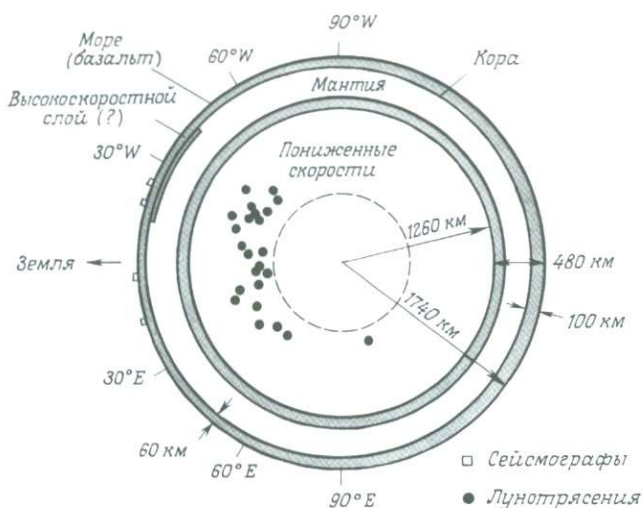


Рис. 4.11. Внутреннее строение Луны. Кора толщиной 60–100 км покрывает двухслойную мантию с переходной зоной в интервале глубин от 400 до 480 км. Черными точками нанесены очаги зарегистрированных типичных лунотрясений. В глубинном районе, ограниченном пунктирной линией, наблюдается резкое уменьшение скоростей P - и S -волн. (С разрешения Н. Е. Гоинза.)

запись сейсмических волн при ударе метеорита. Было сделано очень много подобных записей, даже при расстояниях в 1000 км до точки падения метеорита. Кроме того, части космических аппаратов специально сбрасывались на поверхность Луны. Эти искусственные лунотрясения помогли оценить скорости сейсмических волн внутри Луны. При таких падениях возбуждались сейсмические волны достаточной интенсивности, благодаря чему получают четкие сейсмограммы, а поскольку место и время падения точно известны (в отличие от источника естественного лунотрясения), то и времена пробега сейсмических волн от источника до приемника также определяются точно.

Лунотрясения второго типа происходят на небольших глубинах (до 100 км). Они не очень часты, и их местоположения не отмечены никакими структурными особенностями лунной поверхности. Записи лунотрясений такого типа воспроизведены в центральной части рис. 4.10. Их можно объяснить, например, внезапным высвобождением упругой энергии в породах лунной литосферы, возможно связанным с образованием трещин вокруг огромных лунных морей.

Обнаружение лунотрясений третьего типа было неожиданностью. Они имеют относительно большую глубину очага — от 800 до 1000 км. Причина таких глубоких лунотрясений не установлена, поскольку не наблюдается их связи с какими-либо крупными поверхностями раздела в недрах Луны, найденными по временам пробега P - и S -волн (однако

отсутствие такой связи не является надежным фактом, а может быть обусловлено неточностью решения обратной задачи). Лунотрясения третьего типа, по-видимому, локализованы примерно в 80 центрах в срединной части недр Луны. Обычно они происходят в течение нескольких дней *перигея*, т.е. когда Луна находится в точке, наиболее близкой к Земле. Другими словами, имеется периодичность, связанная с приливным притяжением Луны Землей, и мы можем вообразить соответствующий спусковой механизм. Пример сейсмограммы такого глубокого лунотрясения приведен слева на рис. 4.10.

Радиус Луны 1740 км, т.е. он примерно на 40% превышает радиус внутреннего ядра Земли. Строение недр Луны, установленное по временам пробега и путям распространения сейсмических волн, совершенно иное, чем Земли. Используя испытанные и проверенные методы, разработанные при изучении Земли, исследователи предложили схему внутреннего строения Луны, приведенную на рис. 4.11. В настоящее время есть основания полагать, что структура Луны довольно хорошо известна до глубины 1000 км. Лунная кора, менее плотная, чем нижележащие породы, имеет переменную толщину от 60 до 100 км. В месте посадки «Аполлона-12» на лунной возвышенности толщина коры составляет примерно 60 км. В толще коры на глубине около 20 км наблюдается некоторое изменение свойств, которое, по-видимому, отмечает уровень закрытия трещин в поверхностных породах.

Литосфера Луны простирается от поверхности до глубины около 400–500 км, и в ее пределах скорости сейсмических волн примерно такие же, как и в земной литосфере: 7,7 км/с для *P*-волн и 4,45 км/с для *S*-волн. Некоторые сейсмологи предполагают, что в этой оболочке Луны имеются отрицательные градиенты скоростей и вероятны горизонтальные неоднородности. Как показано на рис. 4.11, в интервале глубин от 400 до 480 км может существовать переходная зона. Во всяком случае, в области глубже 500 км скорости сейсмических волн, видимо, уменьшаются вплоть до глубины порядка 1000 км, которая является предельной для глубоких лунотрясений.

В течение долгого времени обсуждалась возможность существования лунного ядра типа земного. К сожалению, имеющаяся сейсмическая информация мало что проясняет в отношении центральной области Луны, начиная с глубины 1000 км. *P*- и *S*-волны затухают глубже этого уровня, и этот факт, а также вероятное уменьшение скоростей согласуются с размягчением пород и, следовательно, с наличием жидкого ядра, в котором скорости *S*-волн падают до нуля. Если жидкое ядро Луны существует, то, исходя из полученных записей, его радиус меньше 350 км.

Марс

Сейсмическое зондирование красной планеты еще только началось. Первые сейсмографы на Марсе были установлены при посадках космических аппаратов «Викинг-1» 20 июля 1976 г. и «Викинг-2» 30 сентября 1976 г.



Рис. 4.12. Марсианский ландшафт в месте посадки КА «Викинг-1». Фотосъемка произведена в 7.30 утра по местному времени. Большой валун слева имеет высоту 1 м и находится на расстоянии около 10 м от корабля. Конструкция в правой части фотографии является частью миниатюрной метеостанции. (С разрешения НАСА.)

Радиус Марса 3385 км приблизительно равен радиусу земного ядра. Средняя плотность марсианских пород составляет всего $3,96 \text{ г/см}^3$ (на 20% больше, чем лунных пород). Космические зонды не обнаружили у Марса магнитного поля, поэтому предполагается, что у него отсутствует центральное жидкое ядро с конвекцией. Фотографии ландшафта марсианской поверхности, полученные при полетах КА типа «Викинг», показывают унылую каменистую равнину с натеками лавы на горных краях и в котловинах и с наносами песка (рис. 4.12). Подобно Земле в досейсмологическую эпоху, внутреннее строение Марса до самого последнего времени было лишь предметом умозрительных предположений и «объектом для развлечения математиков». На этом уровне мы можем попытаться представить себе некоторую правдоподобную модель строения марсианских недр, основанную на аналогии с Землей. Например, результаты моей работы, выполненной несколько лет назад, указывают на постепенное увеличение плотности марсианских пород от $3,28 \text{ г/см}^3$ на поверхности до $5,33 \text{ г/см}^3$ в центре. Интерпретация этих оценок заключается в том, что основным материалом являются силикатные породы, которые подобны породам верхней мантии Земли и смешаны с небольшим количеством железа. Мы с нетерпением ждем то время, когда эти модели можно будет проверить сейсмологическими данными, получение которых обеспечит последующие полеты аппаратов «Викинг». И кто знает, может быть наступит день, когда кто-нибудь сумеет пойти по стопам Олдгема и открыть четко выраженное ядро Марса?

В связи с жесткими ограничениями мощности и веса спускаемого аппарата «Викинга» блок сейсмографов, доставленный на Марс в 1976 г., был предназначен лишь для записи трех компонент смещения почвы на коротких периодах. К тому же не было возможности установить датчики непосредственно на поверхности Марса — они остались прикрепленными к корпусу спускаемого аппарата.

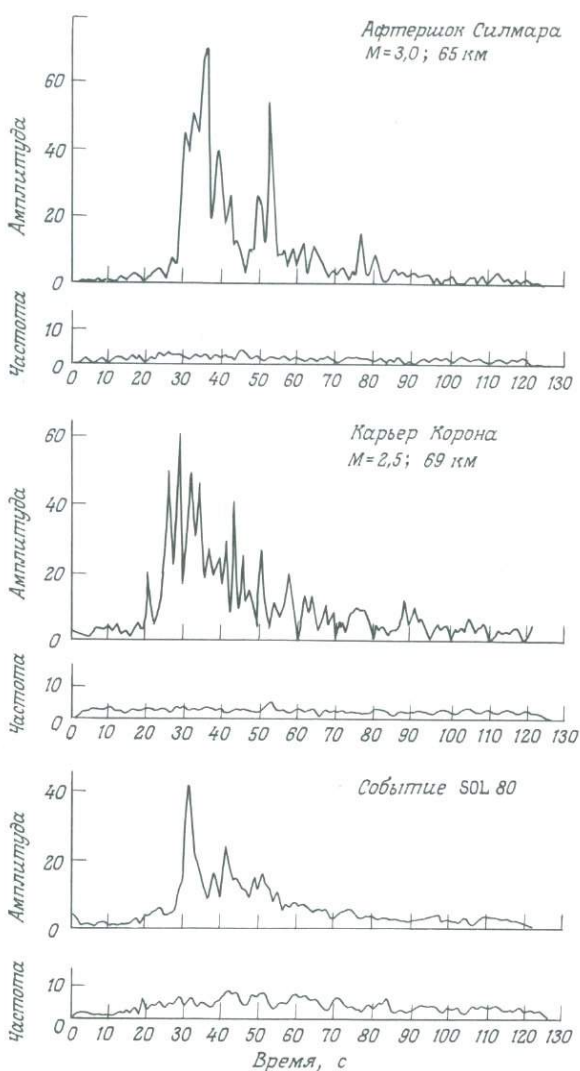


Рис. 4.13. Сравнение временных вариаций амплитуд и частот (время возрастает слева направо) двух сейсмических событий на Земле с сейсмическим событием на Марсе под названием SOL 80. Кривые, полученные для SOL 80, напоминают один из афтершоков серии землетрясений вблизи Силмара (Калифорния) и взрыв 102-тонного заряда ВВ, произведенный в карьере Корона в Калифорнии. «Марсотрясение» было записано сейсмографом, доставленным КА «Викинг». Указаны расстояния между источником и приемником, а M означает магнитуду. (Из работы Андерсона [22].)

Сейсмограф, установленный «Викингом», весил 0,5 кг и включал в себя датчики, усилители, фильтры, а также электронные схемы, предназначенные для автоматической регистрации сейсмических явлений и хранения информации о них до передачи ее на Землю. Вследствие сильных ускорений, возникающих при запуске с орбитального корабля и сотрясении при посадке, требовалось защитное устройство для датчиков. Для этой цели подвижные массы датчиков были закреплены и высвобождались в результате плавления проволоки при пропускании тока. К сожалению, на «Викинге-1» подвижные массы датчиков не освободились по команде, но сейсмограф, доставленный «Викингом-2», функционировал, как и планировалось, в течение 546 марсианских суток.

Существуют ли марсотрясения? Эксперимент с единичным сейсмографом, конечно, преследовал лишь рекогносцировочные цели. Вполне реально было попытаться измерить микросейсмы, зарегистрировать какое-либо местное марсотрясение, падение метеорита и записать крупные удаленные марсотрясения. Однако вибрации, вызванные порывистыми ветрами, сильно затруднили обнаружение и идентификацию сейсмических явлений. После длительной работы по анализу данных только одно явление (происшедшее на 80-е сутки) осталось возможной «кандидатурой» на марсотрясение.

На рис. 4.13 амплитуда и частота записи этого сейсмического события сопоставлены с аналогичными данными естественного землетрясения и взрыва в Калифорнии. Согласно заключению Д. Андерсона из Калифорнийского технологического института, который тщательно изучал сигналы «Викинга», по форме сейсмические колебания, записанные на Марсе, «не похожи ни на один из известных сигналов, вызванных ветром. Это единственный сигнал, возникший рано утром, когда, как правило, тихо. Характер изменения амплитуды подобен записи местных калифорнийских толчков. Если это действительно естественное марсотрясение, то оно произошло в 110 км от спускаемого аппарата и имело магнитуду 3». Если принять идентификацию марсотрясения верной, то последуют далеко идущие выводы о тектонике, указывающие, например, на коренные геологические различия Марса и Луны. Лунотрясение с такими же характеристиками дало бы сигнал продолжительностью в несколько часов вместо 1 мин на Марсе.

Подводя итоги, отметим, что сейсмограф «Викинга» не особенно продвинул вперед наши знания о недрах Марса. Однако с его помощью было обнаружено, что микросейсмы на Марсе относительно слабы, поэтому в будущем сейсмографы, которые установят на самой поверхности планеты, а не на корпусе спускаемого аппарата, смогут работать с высокой чувствительностью. Кроме того, было показано, что марсотрясения происходят не очень часто, но могут происходить время от времени. Задача «рентгеноскопии» Марса сейсмическими методами еще ждет своего решения.



Инге Леманн (род. 1888)

Существование внутреннего ядра – это «гипотеза, которая, по-видимому, имеет некоторую вероятность, хотя она и не может быть подтверждена имеющимися в наших руках данными».

Глава 5

Более тонкие элементы строения Земли

Литосфера

Распределение землетрясений уже само по себе отражает строение Земли. Мы видели это на примере карты мировой сейсмичности, приведенной на рис. 3.1. Такие схемы, состоящие из тысяч эпицентров, указывают тектонически активные регионы на поверхности. Если мы перейдем к трехмерной картине, учитывая также и глубину очагов землетрясений, то схемы расположения очагов по глубине обеспечивают важнейшее и при этом непосредственное свидетельство о структуре Земли и действующих в ней геологических силах.

Особенно впечатляющая иллюстрация трехмерной сейсмичности воспроизведена на рис. 5.1. Эта схема – как бы взгляд со стороны на «ломтик» Земли, вырезанный с востока на запад под северо-восточной частью острова Хонсю (Япония). К востоку (справа) расположен глубоководный желоб в дне Тихого океана, расположенный у берегов Японии, к западу – Японское море. Кружками изображены очаги многих сотен землетрясений, происшедших в наше время. Уже с первого взгляда ясно, что многие землетрясения имеют глубину очага вплоть до 250 км и, следовательно, возникают глубоко под земной корой. Эти глубокие очаги фиксируют зону, погружающуюся под океаническим желобом

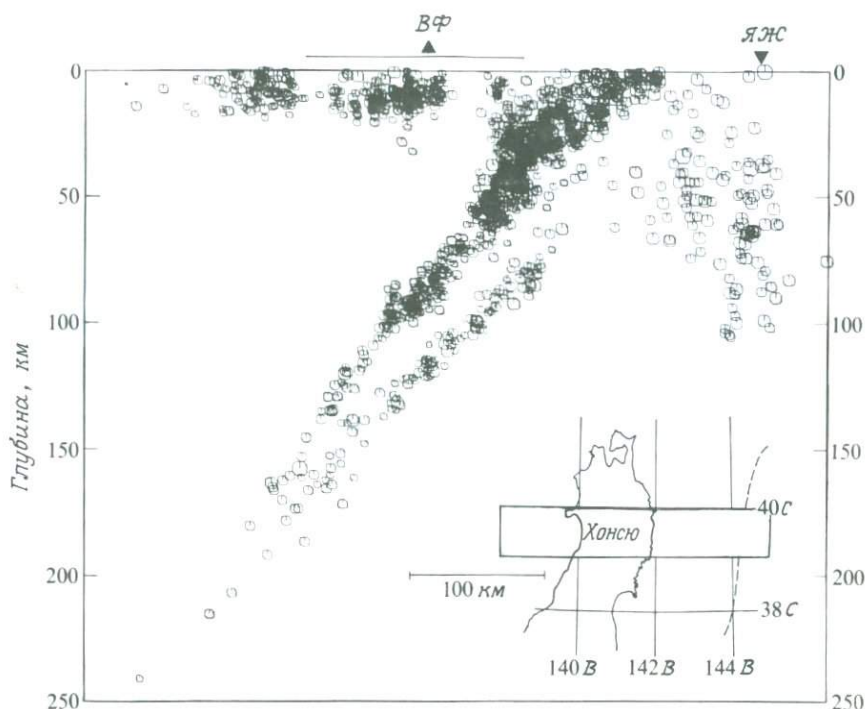


Рис. 5.1. Очаги землетрясений, зарегистрированных в 1975 и 1976 гг. сетью чувствительных сейсмографов на острове Хонсю (Япония). ВФ – вулканический фронт; ЯЖ – ось Японского жёлоба. Картина имеет вид вертикального разреза. Ясно видна зона Беньоффа, погружающаяся от Японского жёлоба (непосредственно к западу от ЯЖ) в западном направлении. Глубина самого глубокого землетрясения составляет около 240 км. Отличительной особенностью этой зоны Беньоффа являются две отдельные линии очагов, идущие параллельно на расстоянии около 20 км друг от друга. На этой же схеме показаны очаги мелкофокусных землетрясений (в пределах земной коры) под островом Хонсю, а также редкие очаги землетрясений с глубинами до 100 км к востоку от Японского жёлоба (под указателем ЯЖ). (С разрешения А. Хасегавы, М. Умино и А. Такаги, 1978.)

и далее под остров Хонсю под углом около 30° . (На рис. 5.1 горизонтальный и вертикальный масштабы не совпадают.)

Погружающаяся зона Хонсю – лишь один из примеров аналогичных картин расположения очагов глубокофокусных землетрясений, наблюдающихся по всему миру в районах активных островных дуг. Калифорнийский сейсмолог Х. Беньофф в 1954 г., по-видимому, первым показал, что такое распределение очагов представляет собой глобальное явление. Поэтому наклонные зоны глубинной сейсмичности теперь называют *зонами Беньоффа*. Они погружаются под такими районами, как южноамериканские Анды, острова Тонга, Самоа, цепочка Новых Гебрид, Япон-

ская островная дуга, Индонезия, Большие и Малые Антильские острова, причем каждая из этих зон связана с глубоководным желобом. Зоны Беньоффа, как правило, погружаются под углом около 45° , но встречаются также и более пологопадающие, и почти вертикальные. В среднем частота повторяемости землетрясений в этих зонах быстро уменьшается глубже 200 км, но отмечены землетрясения и на глубине 700 км.

В настоящее время погружающиеся зоны Беньоффа связывают с литосферными плитами, изгибающимися на океанической стороне желоба и затем ныряющими в глубь Земли. Этот процесс называется *субдукцией*, и предполагается, что он протекает более или менее непрерывно на протяжении долгих геологических эпох; при этом океаническая литосфера медленно (со средней скоростью несколько сантиметров в год) опускается в астеносферу. Такой динамический процесс, несомненно, должен создавать напряжения по всей длине погружающейся плиты, и считается, что подобные локализованные напряжения являются причиной землетрясений. Согласно наиболее правдоподобной модели, толщина плит составляет около 80 км и внутри плиты жесткость пород больше (т.е. больше скорость сейсмических волн), чем вне ее.

В большинстве зон Беньоффа очаги землетрясений располагаются в узком верхнем слое плиты толщиной 20 км и часто отождествляются с механическим надвигом вдоль или вблизи верхней поверхности плиты. Не существует, однако, общепринятого объяснения тому, почему очаги в зонах Беньоффа распределены именно таким образом, и недавние весьма точные исследования, давшие результаты типа рис. 5.1, сделали загадку еще более сложной. Из рис. 5.1 очевидно, что зона Беньоффа в районе Хонсю содержит не одну, а *две* плоскости в отличие от расположения очагов глубоких землетрясений в некоторых других районах Земли.

Исследование, проведенное в Японии, имеет особое преимущество, поскольку в северной части острова Хонсю имеется сеть современных сейсмографов, и сейсмические волны, распространяющиеся к поверхности, могут быть прослежены с большой точностью; путем построения лучей между станциями и очагами можно точно определить положение последних. Очаги располагаются в двух тонких слоях шириной около 20 км каждый, разделенных асейсмичным слоем такой же толщины. Подобная слоистая структура зон Беньоффа, обнаруженная также в Новой Зеландии, на Алеутских и Курильских островах, вызвала значительный интерес и обсуждения среди сейсмологов и геологов.

Прежде чем закончить с вопросом картирования недр Земли с помощью очагов землетрясений, отвлечемся на минуту и рассмотрим наилучший способ оценки глубин очага в сейсмически активных зонах, которые в отличие от Японии удалены от густых локальных сетей сейсмических наблюдений. Как мы узнаем, насколько глубоко находятся источники удаленных землетрясений? Для этого используются удобные сейсмические отражения pP (или sS для поперечных волн), которые изображены на рис. 2.2 и описаны в гл. 2. Как там было сказано, промежуток времени между вступлением P -волны, распространяющейся

по прямому пути к удаленной сейсмостанции, и вступлением pP -волны, которая сначала достигает поверхности непосредственно над гипоцентром, а уже затем, отразившись от нее, приходит к удаленной сейсмостанции, является чувствительной мерой глубины очага. На практике приповерхностные отражения pP , sP и sS очень часто отчетливо записываются на сейсмограммах. На рис. 5.3, б ясно видны вступления волн $sScS$, отразившихся от поверхности вблизи эпицентра. Они следуют за вступлениями обычных ScS -волн и их многократными отражениями и имеют вид красивой серии дублетов. Пути фаз ScS и $sScS$ показаны на рис. 5.3, а. Наблюдатели в сейсмологических обсерваториях бдительно следят, не попадет ли на сейсмограммах среди НСВ дублетов, поскольку второе вступление вполне может оказаться ценным близповерхностным отражением pP или sS от глубокого землетрясения. Идентификация таких волн позволяет непосредственно вычислить глубину очага землетрясения.

Уже не в первый раз при более глубоком изучении данных от землетрясений мы обнаруживаем недостатки в первоначальной упрощенной схеме. Лучи волн pP и $sScS$, изображенные соответственно на рис. 2.2 и 5.3, а, конечно, простой пример. Гладкие траектории лучей, изображенные на этих рисунках, предполагают идеальную сферическую симметрию Земли. Однако внимательный читатель немедленно спросит: а как же быть с наклонными зонами Бенъоффа и их толкованием как погружающихся плит литосферы? Конечно, такие сложные тектонические структуры нарушают упрощенное представление о концентрически-слоистой Земле, изменяющейся по глубине, но не по горизонтали.

Сейсмологи подошли к проблеме, тщательно прослеживая пути соответствующих сейсмических лучей при распространении волн как вдоль этих плит, так и сквозь них, подобно тому как оптики прослеживали бы лучи света в составной стеклянной линзе. Как раз сейчас появляются интересные результаты такого рода. На рис. 5.2 приведены построенные ЭВМ лучи волн pP от землетрясения, гипоцентр которого F расположен в середине погружающейся литосферной плиты. Легко видеть линзоподобные свойства плиты, обусловленные ее отличием по показателю преломления от окружающих пород. В данном частном случае геометрического расположения и упругих свойств рассматриваемых сред pP -волны, распространяющиеся вверх приблизительно параллельно плите, круто отражаются от поверхности Земли, в результате чего образуется даже зона тени. В этой зоне тени на сейсмостанциях, находящихся далеко от погружающейся плиты и наблюдающих глубинную сейсмическую активность, вступления pP -волн не смогут быть зарегистрированы; монотонная запись электрических сигналов от чувствительных сейсмографов не будет нарушена интригующим двойным импульсом.

Примерно до 1970 г. казалось, что толщина земной коры достоверно определена. Как мы резюмировали в гл. 4, после второй мировой войны было установлено, что в целом по планете породы земной коры простираются вглубь на 5 км под океаническим дном и изменяются по

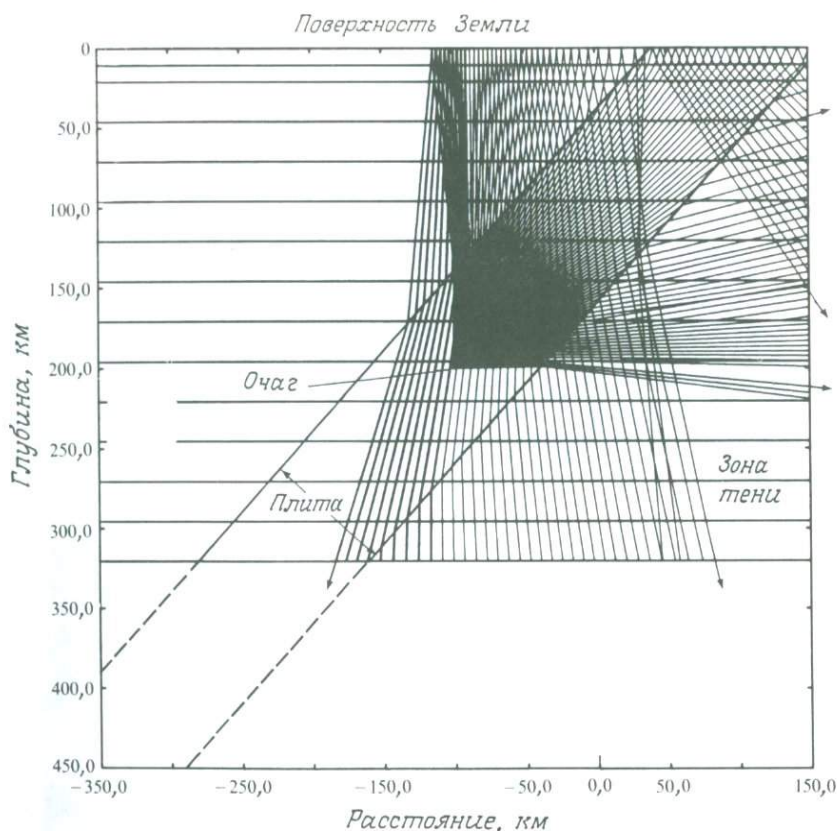


Рис. 5.2. Построенные с помощью ЭВМ сейсмические лучи P -волн, выходящие из очага землетрясения, расположенного на большой глубине внутри погружающейся литосферной плиты. Видно влияние плиты на ход лучей. Плита действует подобно составной линзе и преломляет лучи, усложняя лучевую диаграмму. В сейсмологическом отношении приведенный пример соответствует направленным к поверхности волнам pP , которые важны для определения глубины очага землетрясений. (С разрешения Мичниука.)

толщине от 25 до 40 км в континентальных районах, достигая еще большей толщины под некоторыми высокими горами (см. рис. 2.6).

Однако недавние исследования выявили более глубокие различия в строении Земли под континентами и под океанами, чем те, которые создаются различием в мощности коры. В действительности такие различия строения могут продолжаться до глубин в сотни километров и касаться свойств пород, залегающих ниже литосферы, лишь частью которой является земная кора. В гл. 2 (см. рис. 2.6) уже говорилось о корнях гор-утолщениях земной коры под горными хребтами; здесь можно сделать предположение об утолщении литосферы под континен-

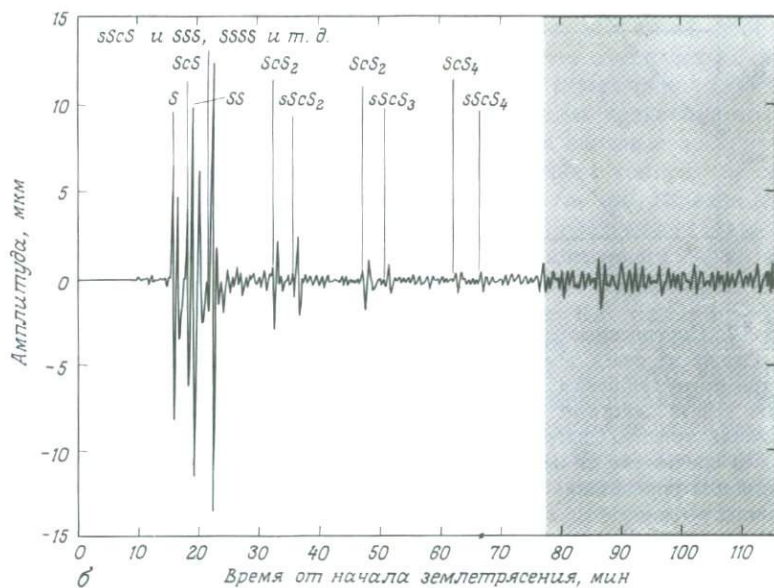
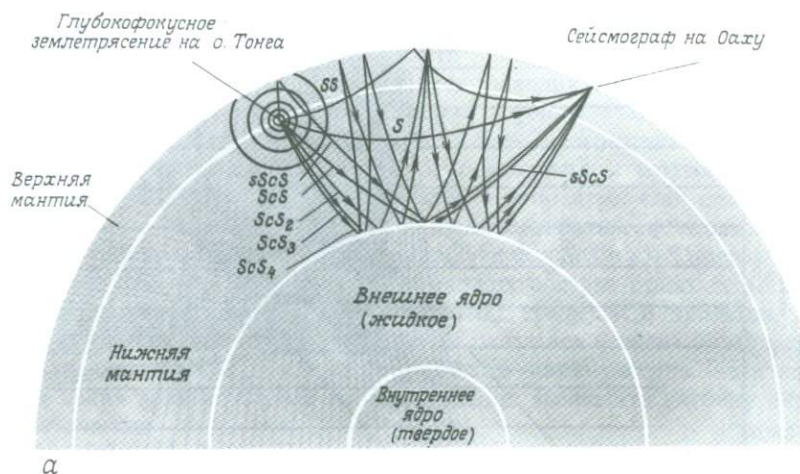


Рис. 5.3. Многократные отражения от поверхности (а) и сейсмограмма (б), записанная на сеймостанции Оаху, Гавайские о-ва. Записаны волны от глубокофокусного землетрясения вблизи о. Тонга на юге Тихого океана в октябре 1974 г. [47].

тальными регионами. Если использовать динамическую аналогию, то древние континенты будут подобны глубоко погруженным кораблям, медленно плывущим по океану вязких пород верхней мантии. Эту точку зрения недавно защищал Т. Джордан из Калифорнийского университета в Сан-Диего. По его мнению, одни из лучших доказательств дают нам, в частности, наблюдения обширного семейства ScS -волн. Как показано на рис. 5.3, *a*, эти поперечные волны распространяются почти вертикально вниз из очага землетрясения и отражаются от резкой границы раздела между твердой мантией и жидким ядром.

Значение волны ScS как инструмента сейсмических исследований определяется тем, что она обычно отражается от границы ядра с очень небольшой потерей энергии. Горизонтально поляризованные поперечные SH -волны по причинам, объясненным в гл. 2, на границе ядра не могут трансформироваться в отраженные или преломленные волны P -типа. Поэтому отраженные от ядра волны ScS , достигнув поверхности, отразятся снова вниз, вернутся к границе мантии и ядра и опять будут отражены вверх с небольшой потерей энергии. Пути многократно-отраженных от поверхности волн ScS (ScS_1 , ScS_2 , ScS_3 , ScS_4) изображены на рис. 5.3, *a*.

Джордан подобрал очень впечатляющую запись, показывающую семейство отраженных волн ScS ; она воспроизведена на рис. 5.3, *b*. На этой сейсмограмме, полученной на сейсмической станции Оаху (Гавайские острова), видны горизонтально поляризованные ScS -волны от глубоководного землетрясения, происшедшего вблизи острова Тонга на юге Тихого океана в октябре 1974 г. Кратные отражения обозначены символами ScS_1 , ScS_2 и т. д. Последний различимый на сейсмограмме сигнал дает отражение ScS_4 , которое вступает спустя примерно 64 мин после начала землетрясения. На рис. 5.3, *a* нетрудно видеть, что в мантии вблизи источника и сейсмостанции все эти отраженные волны имеют очень близкие траектории.

Поэтому различия во временах пробега между волнами-членами этого семейства, вероятно, отражают различия в строении среды вблизи точек их отражения от поверхности. Следует отметить, что все точки отражения от поверхности для данного семейства ScS -волн находятся под Тихим океаном между островами Тонга и Гавайскими. Измерения времен пробега таких многократно-отраженных ScS -волн показывают, что среднее время пробега S -волн, распространяющихся вертикально через кору и литосферу под океанами, примерно на 4 с превышает время пробега аналогичных волн от других землетрясений на таких же расстояниях под древними континентальными щитами. Такое запаздывание удивительно велико.

Что же означает это резкое замедление S -волн под океанами? Оно объясняется тем, что зоны пород с относительно низкими сейсмическими скоростями под океанами более обширны, чем под континентами. (Этот вывод был независимо получен из сейсмологических исследований поверхностных волн более 20 лет назад.) Новое здесь в том, что если построить модели океанической и континентальной мантии, обеспе-

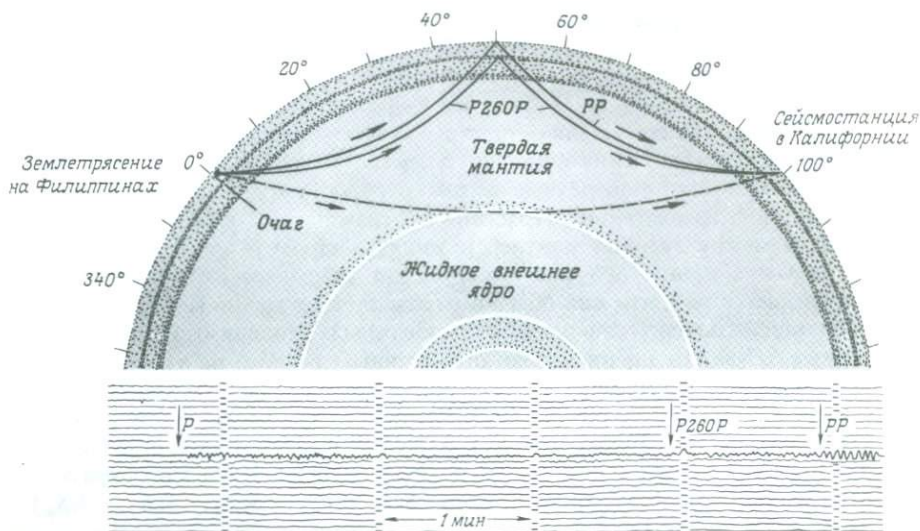


Рис. 5.4. Траектории волн и сейсмограмма Филиппинского землетрясения. Волны достигли станции Джемстаун по трем различным траекториям. На сейсмограмме первое вступление соответствует P -волне, за которой через 3 мин следуют волны $P260P$, отраженные, вероятно, от поверхности, находящейся на глубине 260 км под Тихим океаном. Еще минутой позже вступают волны PP , отраженные от внутренней стороны океанического дна [26].

чивающие различие в 4 с времен пробега волны ScS , то аномальные зоны должны простираться в глубь Земли по крайней мере на 400 км. Таким образом, этот тип сейсмического исследования указывает на наличие мощной прочной литосферы под континентами в противоположность более тонкой литосфере под океанами, покоящейся на менее жесткой (возможно, частично расплавленной) зоне. Конечно, данные по ScS -волнам не доказывают существования такой структуры, и, как и в других обратных задачах, мы можем думать о других конкурирующих гипотезах.

Картирование строения верхней части Земли возможно и с помощью отраженных волн типа PP (их пути изображены на рис. 5.4). Идея состоит в том, что любые изменения пород в точке отражения, находящейся на полпути от источника до сейсмографа, проявятся в виде изменений в характеристиках волн. Простейшей из таких характеристик является время пробега; к примеру, следует ожидать, что время пробега PP -волн, прошедших сквозь кору и отразившихся от поверхности, будет больше, чем PP -волн, отразившихся вглубь от какого-нибудь горизонта в литосфере, расположенного глубже земной коры.

Несмотря на достаточную простоту, в принципе здесь, как и везде, возникают «тучки на горизонте». В данном случае это обычные трудно-

сти в фиксации истинного времени вступления *PP*-волн на сейсмограммах, а также в распознавании различий в строении среды под точкой отражения и вблизи очага землетрясения.

Для начала рассмотрим ситуацию с точки зрения наблюдений. Примеры НСВ, идентифицированные как вступления *PP*-волн, приведены на рис. 3.4 и 5.4. В обоих случаях видно, что начало колебаний фазы *PP* выделяется не особенно резко (т.е. его нельзя охарактеризовать как *impetus*) и что примерно минутой раньше вступают еще какие-то волны с малой амплитудой. В результате время первого вступления фазы *PP* трудно определить.

Каково же происхождение неидентифицированных волн, которые видны на сейсмограммах непосредственно перед вступлением фазы *PP*? Результаты измерений показывают, что эти волны могли быть отражены вниз от слоев, расположенных, вероятно, на глубинах вплоть до сотен километров под границей Мохоровичича. Они начинают записываться на сейсмограммах иногда на 150 с раньше соответствующих волн, отразившихся от внутренней стороны земной поверхности.

Как упоминалось в гл. 2, мы относим все подобные волны к типу *PdP*, а волны, отразившиеся на глубине 260 км от поверхности, обозначаются *P260P*. Хорошим примером такого отражения является НСВ, отмеченное на рис. 5.4 и записанное в Джемстауне*; оно возникло при землетрясении вблизи Филиппин 22 мая 1972 г. Расстояние между очагом землетрясения и Калифорнией составляет около 100°.

Такие отражения не всегда проявляются на сейсмограммах, а разбросаны по времени и по местоположению. По этой и другим причинам некоторые сейсмологи полагают, что траектории этих волн не столь симметричны, как изображено на рис. 5.4. Несмотря на эти оговорки, многие наблюдения *PdP*-волн можно объяснить неровностями границ и горизонтальными неоднородностями верхней мантии, которые способны приводить к отражению волн.

Рассмотрим теперь другой способ использования волн *PP*. Поскольку время в очаге землетрясения и в особенности его глубина часто бывают известны лишь приблизительно, эффективный метод, сводящий к минимуму неопределенность, состоит в вычитании времен вступления прямых *P*-волн из времен вступления фазы *PP*. Недавно интересное исследование с применением этого метода выполнили канадские сейсмологи И. Ч. Ф. Стюарт и Ч. Э. Кин. Используя значения времен пробега *PP*-волн, они обнаружили аномальную структуру под подводными горами Фого в северо-западной части Атлантического океана. Эти подводные горы — огромные вулканические структуры, поднимающиеся на высоту 2–5 км над уровнем океанического дна и являющиеся непосредственным продолжением на юг Большой Ньюфаундлендской банки по одной линии с Ньюфаундлендом. Как показано на рис. 5.5, нанесение на график разностей наблюдаемых времен пробега волн *PP* и *P* со-

* В отношении фазы, интерпретируемой автором как *P260P*, необходима оговорка, близкая к высказанной по поводу фазы *P'80P'* (стр. 84). — Прим. ред.

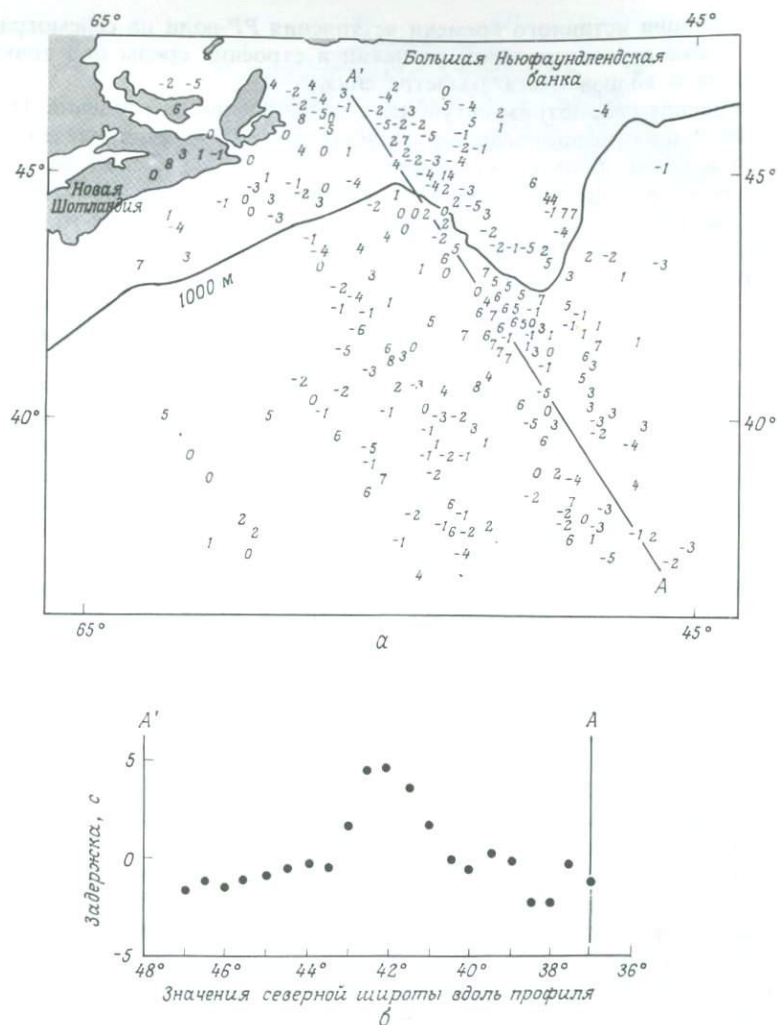


Рис. 5.5. а—разности времен пробега PP - P , нанесенные в точках отражения фазы PP , и местоположение профиля AA' ; б—усредненные значения разностей времен пробега PP - P вдоль профиля AA' . (По Стюарту и Кину [57].)

ответственно точкам отражения фазы PP вдоль профиля AA' позволило обнаружить какой-то странный выступ. Очень большие запаздывания наблюдались для тех волн, которые отразились в окрестности подводных гор. В самом деле, в некоторых случаях задержка превышала 5 с, хотя, как правило, временной интервал между вступлениями волн P и PP на сейсмограммах для достаточно резких вступлений удается измерять с точностью по крайней мере до 1 с. Запаздывания PP -волн,

нанесенные на график на рис. 5.5 соответственно точкам отражения, отмечают зону размером $10 \times 15^\circ$, в которой эти величины всегда больше, чем вне ее.

В чем же причина таких отклонений? Возможно, эти запаздывания эхо-сигналов PP вызваны отклонениями в структуре коры в аномальных зонах или повышенной толщиной осадков, в которых скорости сейсмических волн низки. Однако имеются данные иного свойства, полученные исследованиями отраженных и преломленных волн на океанографических судах над морскими горами. Эти данные не указывают ни на осадки, ни на аномальность океанической коры. Другое объяснение, выдвинутое канадскими учеными, состоит в том, что в данном районе в верхней мантии имеется пробкообразная зона с низкой скоростью сейсмических волн. Есть искушение предположить, что упомянутый выступ на графике соответствует остатку зоны частичного плавления на глубине около 100 км, образовавшейся при вулканической деятельности, создавшей подводные горы Фого 100 млн. лет назад. Безусловно, такой метод сейсмического зондирования привлекателен, поскольку он дает возможность исследовать тонкие элементы строения Земли под удаленными участками океанического дна путем изучения сейсмических волн в стационарных сейсмических обсерваториях или просто путем просмотра опубликованных каталогов по временам пробега волн P и PP .

Переходная зона между мантией и ядром

Обширные программы исследований, выполненные Джеффрисом (иногда совместно с Булленом) и Гутенбергом (часто работавшим вместе с Рихтером) в 30-х годах, позволили выявить основные элементы строения глубоких недр Земли. Эти ученые были согласны в том, что вблизи подошвы мантии происходят изменения в поведении скоростей P - и S -волн. В оболочке толщиной около 100 км, окружающей границу ядра, скорости волн оказались практически постоянными (в рамках разрешающей способности применяемых методов). Это оболочка, называемая теперь D'' и изображенная на рис. 4.3 и 5.4, в последние годы привлекла к себе внимание исследователей. Как отмечалось в предыдущей главе, ширина и физические свойства этой зоны, несмотря на ее малые размеры, по-видимому, имеют первостепенное значение для таких проблем, как температура ядра (см. гл. 7) и возможность существования огромных конвекционных потоков, поднимающихся от подошвы мантии к литосфере.

Прежде чем мы приведем некоторые сейсмологические данные, касающиеся области D'' , нужно сделать одно предупреждение. В настоящее время имеются существенные расхождения во мнениях относительно скоростей сейсмических волн в этой зоне. Некоторые сейсмологи полагают, что скорости волн P или S либо и тех и других немного понижаются с приближением к границе мантии и ядра. Другие считают, что они остаются практически постоянными, в то время как третьи

утверждают, что имеются доказательства горизонтальных изменений внутри оболочки D'' масштабом в десятки и даже многие сотни километров. Действительно, по этому вопросу не прекращаются споры и наблюдается быстрая смена оценок и суждений в связи с получением противоположных результатов.

Предположения о неоднородностях в основании мантии, состоящих из восходящих потоков расплавленных пород, огромных рассеивающих сгущений вещества и громадных по масштабам аномалий свойств, выглядят привлекательно, так как они обеспечивают некую симметрию по отношению к сложной структуре и тектонике литосферы. Однако такие представления нуждаются в сейсмологических доказательствах. Между тем некоторая неоднородность глубинных структур всегда вносится искусственно из-за влияния значительных горизонтальных неоднородностей в литосфере и коре.

Помня об этом предупреждении, мы все же рассмотрим несколько сейсмологических методов, проливших свет на свойства оболочки D'' . В первую очередь надо сказать о том, что современная техника наблюдений, сильно выросшая со времен использования довольно малочувствительных первых сейсмографов (см. гл. 4), позволяет четко регистрировать короткопериодные волны P -типа, имеющие малые амплитуды на расстояниях свыше 105° в зоне тени ядра. Записи этих волн были неожиданны, поскольку, как верно предполагал Олдгем, если в основании мантии скорости волн остаются постоянными или возрастают, то ядро будет вести себя подобно непроницаемому экрану, отсекающему распространяющиеся по прямым путям короткопериодные сейсмические волны при эпицентральных расстояниях около 105° (см. рис. 1.3 и 5.4).

Реальную ситуацию можно сравнить с появлением тени на стене от непрозрачного предмета, освещенного солнцем. Границы такой тени не совсем резкие, поскольку световые волны претерпевают дифракцию, т. е. изгибаются на краях предмета. Внутри Земли некоторые сейсмические волны вследствие дифракции попадают в зону тени, отбрасываемой ядром. Поэтому вне зависимости от скоростей P -волн в основании мантии зона тени всегда тускло освещена сейсмическими волнами. Однако (по крайней мере для некоторых путей вдоль границы ядра) оказывается, что фактическая интенсивность наблюдаемых в зоне тени короткопериодных волн превышает теоретическое значение, которое должно наблюдаться в случае, если единственным источником P -волн является их дифракция в оболочке с постоянной скоростью.

Несколько лет назад я исследовал короткопериодные волны, обозначаемые P_c , которые распространялись на расстояния более 118° и вступали на приемные станции, находящиеся в зоне тени, со значительной интенсивностью (рис. 5.6). Времена пробега и амплитуды таких волн указывают на то, что они преломлялись при прохождении зоны D'' (см. рис. 4.3) в слое, в котором скорость их распространения заметно меньше, чем приблизительно в 100 км над границей ядра. Правдоподобные расчетные данные указывают на то, что в оболочке D'' над границей скорость P -волн уменьшается на несколько процентов.

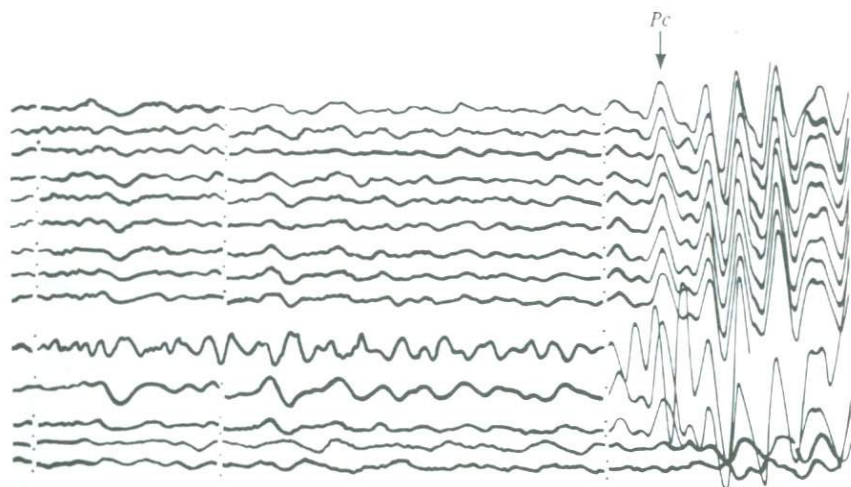


Рис. 5.6. Волны P_c от землетрясения на Южных Сандвичевых островах. Волны прошли лишь с незначительным поглощением через зону D'' вокруг земного ядра и были записаны на расстоянии 118° группой сейсмографов в Уинта-Бейсин (шт. Юта). Каждая кривая записана отдельным сейсмометром. Расстояние между перерывами на нижней кривой равно 10 с. [26].

Результаты исследования волн P_c не единственное доказательство сделанного выше утверждения. Перейдем от волн P к S -волнам. Поскольку внешнее ядро жидкое, большинство волн S -типа неспособно распространяться вдоль границы ядра в виде дифрагированных волн; их энергия перетекает в ядро в виде продольных волн (т.е. образуются волны SKS). Однако существует один тип поперечных волн — горизонтально поляризованные волны SH , — которые не могут возбудить P -волны в жидком ядре. Как отмечалось ранее, их энергия захватывается в ловушку в основании мантии и таким образом может распространяться на огромные расстояния. Очень сильные импульсы SH записывались на расстояниях от 90 до более 150° от очага землетрясения (рис. 5.7). По измеренным временам пробега можно определить скорости поперечных волн при их движении вдоль границы ядра. Такие расчеты, выполненные в последние годы Дж. Клири из Австралийского национального университета, Д. Монтом в Утрехте, мной и моими коллегами в Беркли и другими, указывают на то, что скорости S -волн могут уменьшаться у основания мантии в оболочке D'' на $1-2\%$.

Мы уже упоминали, что некоторые сейсмологи, которые изучали аналогичные волны, проходившие иными путями вдоль поверхности ядра, и другие сейсмологи, исследовавшие иные типы волн, обнаружили указания на приблизительное постоянство скоростей в области D'' . Однако в противовес этому имеются данные, указывающие на небольшие уменьшения скоростей P - и S -волн во многих местах непосредственно над ядром. Вероятно, в конце концов безопаснее всего сделать вывод,

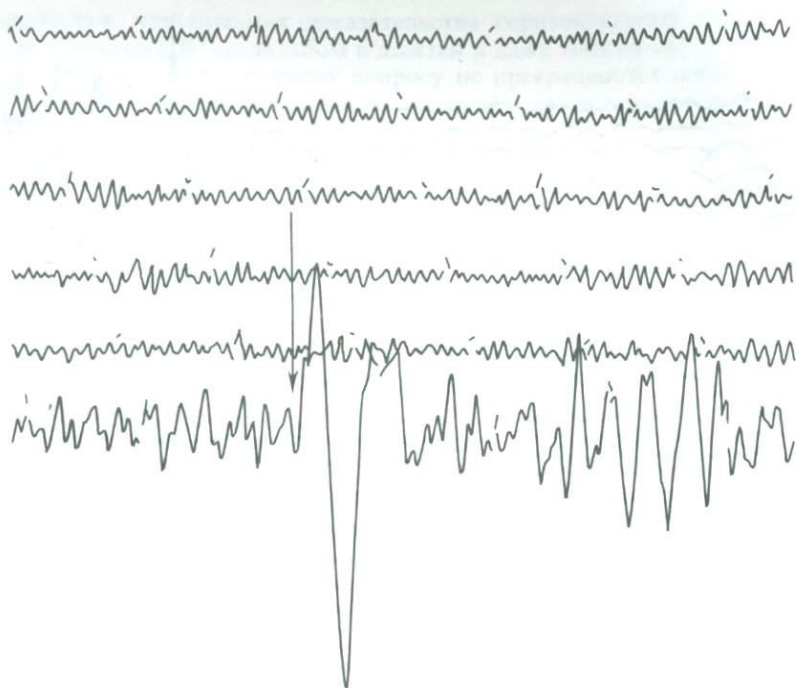


Рис. 5.7. Горизонтальная поперечная волна SH от сильного землетрясения в Иране 31 августа 1968 г. Волна была записана на расстоянии около 108° сейсмографом в Беркли (шт. Калифорния), воспринимающим только горизонтальные колебания почвы. Сильный импульс SH заставил перописец пересечь трассы записи, сделанные до и после этого вступления.

что скорости изменяются от места к месту в оболочке D'' вследствие горизонтальных вариаций ее свойств. Эта идея не новая в истории сейсмологии. В своей знаменитой статье 1906 г., упоминавшейся в гл. 1, Олдгем комментировал расхождения в результатах своих измерений по сейсмограммам следующим образом:

Другим возможным источником расхождений является то, что скорость распространения волн может не быть одинакова во всех направлениях и время, требующееся для прохождения волны некоторого типа, например, от Японии до Европы, отличается от времени, за которое такая же волна пройдет аналогичное расстояние из Америки. Имеются указания на то, что это действительно так; однако это отличие мало по сравнению с величиной всего временного интервала.

Что же означают пониженные скорости сейсмических волн в оболочке D'' ? Одним из объяснений может быть то, что в этом узком слое температура быстро возрастает в направлении ядра (см. гл. 7) и породы мантии становятся менее жесткими с приближением к жидкому ядру. Другая возможность – в оболочке D'' несколько меняется состав пород.

Ниже границы между мантией и ядром измеренные физические свойства указывают на вещество, состоящее в основном из железа. Возможно, в области D'' железа примерно на 10% больше, чем в породах над ней. Такое обогащение железом могло возникнуть либо за счет железа, не попавшего в ядро при формировании планеты, либо за счет диффузии жидкого железа из ядра и образования сплавов его с твердым веществом мантии.

Существует ли тонкий переходный слой типа D'' на внутренней стороне границы между мантией и ядром? Если да, то, следуя обозначениям предыдущей главы, мы могли бы назвать его E' . Такой пограничный слой над подвижной жидкостью довольно часто встречается в многочисленных случаях конвекции; например, для модели конвекции в мантии можно представить себе, что литосфера является верхним пограничным слоем, а оболочка D'' — нижним. Наконец, уместен вопрос: если существует переходный слой толщиной в 50–100 км в верхней части жидкого ядра, то какое воздействие он окажет на сейсмические волны, которые удастся зарегистрировать на обсерваториях?

Для изучения упругих свойств в верхней части оболочки E наиболее пригодна фаза SKS . Это вертикально поляризованные S -волны, которые распространяются от очага землетрясения в глубь Земли, доходят до границы между мантией и ядром и преломляются в ядро в виде волн P (звено K). Как видно из рис. 5.8, *а* и *б*, после прохождения через центральное ядро они попадают на внутреннюю поверхность границы мантии и ядра и, преломившись, проходят в мантию (частично как волны P , не изображенные на рис. 5.8, а частично как волны S), возвращаясь затем к поверхности Земли. Проследивая только ту часть пути, которая принадлежит волнам S , мы получим полную траекторию волны SKS .

Для большей ясности на рис. 5.8 приведены траектории всего семейства лучей SKS , построенные с помощью ЭВМ. Первый проникающий в ядро луч SKS выходит на поверхность на расстоянии между 60 и 70° от источника. Все предшествующие ему S -волны претерпевают внутреннее отражение в мантию в виде фазы ScS . Для волн, выходящих на расстояниях более 70°, проникновение в ядро становится все большим по мере возрастания угла их падения на границу ядра, так что фаза SKS обнаруживается сейсмическими станциями на расстояниях до 180°.

Проведем теперь численный эксперимент на ЭВМ с целью определить, что произойдет, если мы слегка изменим свойства приповерхностной зоны ядра E' . На рис. 5.8, *а* скорость P -волн в кровле ядра принимается равной 7,8 км/с и плавно возрастает до 8,5 км/с на глубине 100 км ниже границы ядра. На рис. 5.8, *б* скорость у поверхности E' принимается равной 8,2 км/с и тоже плавно возрастает до 8,5 км/с на глубине 100 км в зоне E' . Отметим, однако, резкое изменение в ходе лучей. На рис. 5.8, *а* лучи SKS перемещаются на все большие расстояния от 70 к 80 и 90° и т.д. до 140° более или менее равномерно. На рис. 5.8, *б*, напротив, первый преломленный луч отскочил на расстояние 85°, а следующий за ним луч того же семейства *вернулся* на 79°. После-

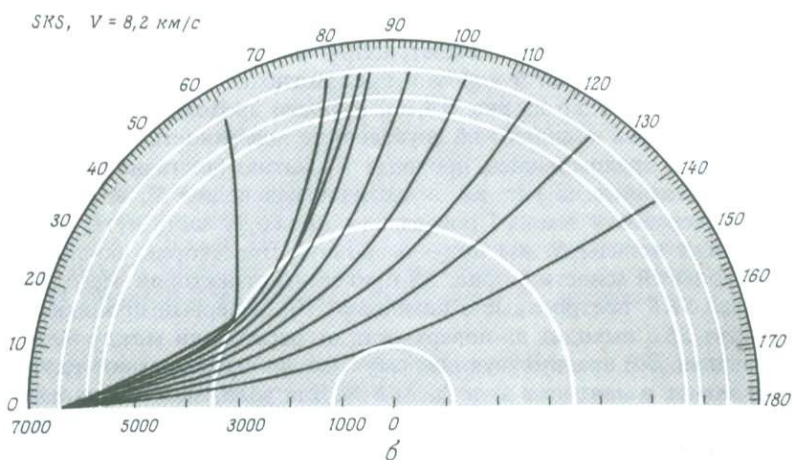
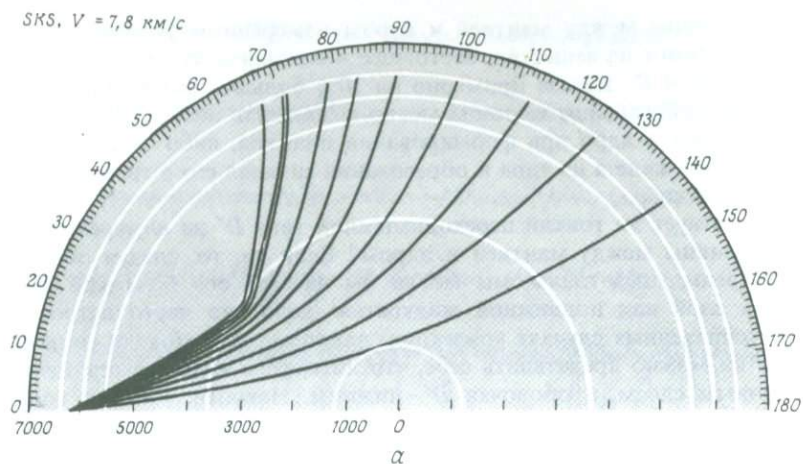


Рис. 5.8. *а* – сейсмические лучи *S*-типа, проходящие сквозь мантию и претерпевающие отражение и преломление на границе ядра с образованием на поверхности волны *SKS*. (В мантии показаны только участки *S*-волн.) Семейство лучей, изображенных на этой схеме, соответствует скорости в кровле ядра, равной 7,8 км/с. *б* – аналогичное семейство лучей *SKS*. Однако в этом случае скорость в кровле ядра увеличена до 8,2 км/с. В результате произошло заметное изменение лучевых траекторий; луч, выходящий на поверхность на расстоянии около 85°, пересек лучи, выходящие на меньших расстояниях, что привело к возникновению петли на годографе *SKS*-волн и увеличению сейсмической энергии на этом расстоянии. (С разрешения П. Мерта.)

дующие все более круто падающие лучи снова выходят на все больших расстояниях, как и в случае рис. 5.8, а.

Такое перемещение назад и вперед точки выхода лучей на поверхность с образованием сильно «освещенной» кольцевой каустики уже наблюдалось при рассмотрении каустики *PKP* в предыдущей главе (см. рис. 4.7). В случае существования области *E'* мы имеем прекрасный пример того, как небольшие вариации в строении могут приводить к сильным изменениям в траекториях сейсмических лучей. Разумеется, наличие такого значительного эффекта дает возможность планировать сейсмические исследования так, чтобы изучать волны *SKS* в наиболее «чувствительном» районе от 70 до 90° . В принципе такие наблюдения должны позволить нам выбрать одну из двух моделей распределения скоростей в области *E'*. К сожалению, в этом случае возникают большие сложности в наблюдении. *S*-волны, распространяющиеся по прямому пути через мантию, вступают на станции в интервале расстояний между 70 и 80° немного раньше *SKS*-волн и поэтому могут маскировать вступления последних (см. дополнение 3.2). Поэтому трудно принять решение о наличии или отсутствии оболочки *E'*. Тем не менее в настоящее время развиваются исследования в этом направлении.

Переход к внутреннему ядру

Обратим теперь внимание на еще более глубокие слои Земли. Рассмотрим, в частности, оболочку *F* (см. рис. 4.3). Еще до 1940 г. из наиболее хорошо оборудованных сейсмологических обсерваторий поступали сообщения о слабых, но четких предвестниках *P*-волн, вступавших примерно за 10 с до основных волн *PKiKP* или *PKiKP*, связанных с ядром (см. рис. 4.7), на расстояниях от 130 до 140° . Однако эти любопытные наблюдения привлекли особое внимание лишь после безошибочных наблюдений НСВ-предвестников на сейсмограммах ядерных взрывов, произведенных на атолле Бикини в 1954 г. Недавно типичный предвестник возник при землетрясении вблизи острова Ява и был записан на сейсмостанции в Голдене (шт. Колорадо) на расстоянии 132° (рис. 5.9). Эти волны вступили за 17 с до начала значительно более интенсивной основной фазы *PKiKP*.

Одно объяснение происхождения таких предвестников пришло мне в голову в 1962 г., и публикация этой идеи повлекла за собой исследование структуры ядра, продолжающееся по сей день. Причастность, как известно, несет опасность субъективности, но данное ниже описание представляет собой попытку беспристрастного подхода (по крайней мере в том смысле, который подразумевался провинциальным судьей, объявившим, что он не будет склоняться ни к пристрастности, с одной стороны, ни к беспристрастности — с другой!).

Моя идея заключалась в том, что значения скоростей распространения волн вблизи внутреннего ядра, возможно, отличались от предпола-

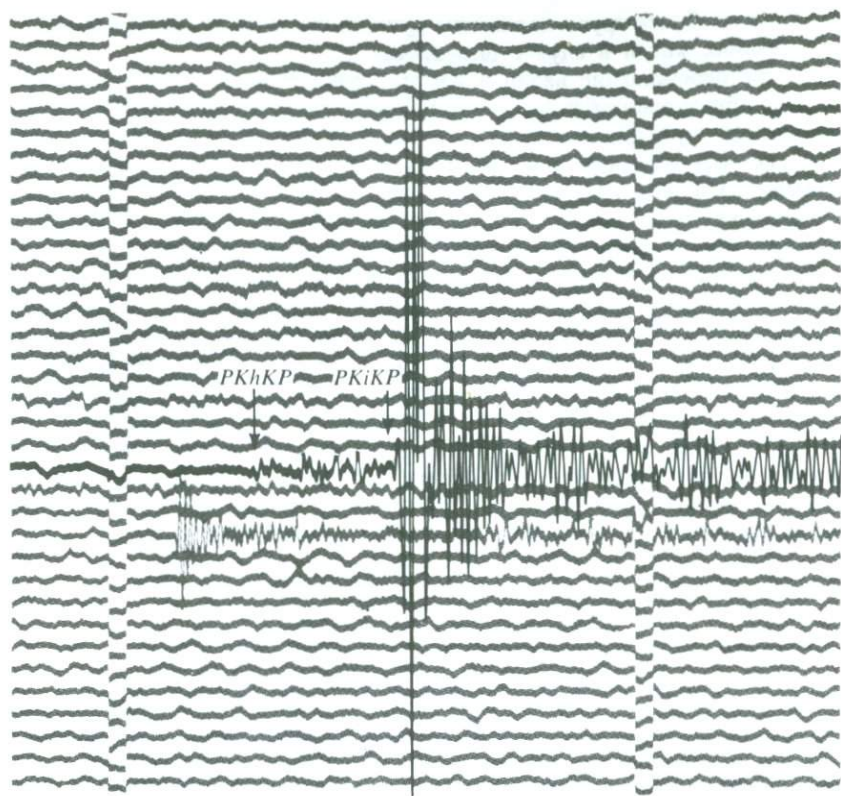


Рис. 5.9. Волны, проникшие в земное ядро. Записанные волны были возбуждены глубокоим землетрясением вблизи о. Ява и зарегистрированы на расстоянии 132° сейсмографом в Голдене (шт. Колорадо). Высокоамплитудная волна $PKiKP$ претерпела отражение от твердого внутреннего ядра. На 17 с раньше вступили более слабые волны-предвестники $PKhKP$, которые, вероятно, образовались вследствие рассеяния в оболочке D'' или F . [26].

гавшихся в то время на небольшую, но имеющую важное значение величину. В самом деле, в 1962 г. наблюдалось полное разногласие между значениями скоростей сейсмических волн в оболочке F по оценкам Гутенберга, с одной стороны, и Джеффриса — с другой.

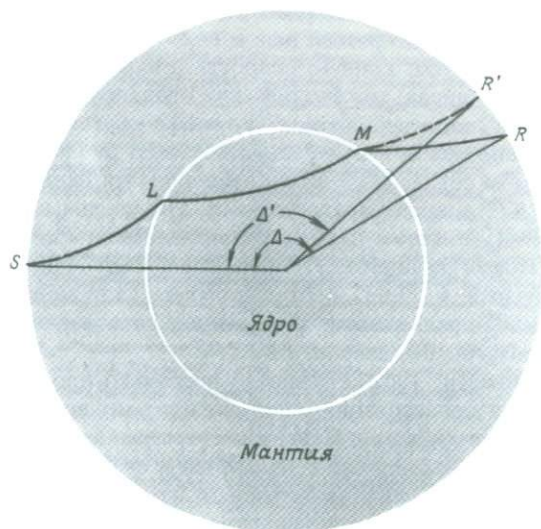
Согласно Гутенбергу, границе внутреннего ядра соответствовало плавное, но быстрое увеличение скоростей P -волн на интервале глубин порядка ста километров, в то время как, согласно Джеффрису, резкому возрастанию скорости на границе предшествовало ее уменьшение. По моему предположению, между внешним и внутренним ядром существует переходная зона шириной около 400 км. На верхней границе этой зоны происходит очень небольшое скачкообразное увеличение ско-

рости (примерно на 0,4 км/с). Затем простирается область постоянной скорости вглубь вплоть до *резкой* (как в гипотезе Джеффриса) границы с внутренним ядром (см. кривую скорости *P*-волн на рис. 7.3). После анализа большого числа математических моделей строения земного ядра я пришел к выводу, что (хотя возможны и другие объяснения) упомянутая выше гипотеза области *F* предсказывает значения времен пробега в приемлемом согласии со всеми имеющимися данными по наблюдениям волн *PKP*, а также предвестников. Независимые исследования, выполненные Р. Д. Адамсом и М. Дж. Рендаллом на Сейсмологической обсерватории Новой Зеландии, Э. Энгдалом в Сент-Луисе, А. Камаром в Беркли и другими, в общих чертах подтверждали полученные мною результаты. Волны-предвестники, отраженные от поверхности оболочки *F* или вблизи нее, были названы *PKhKP*.

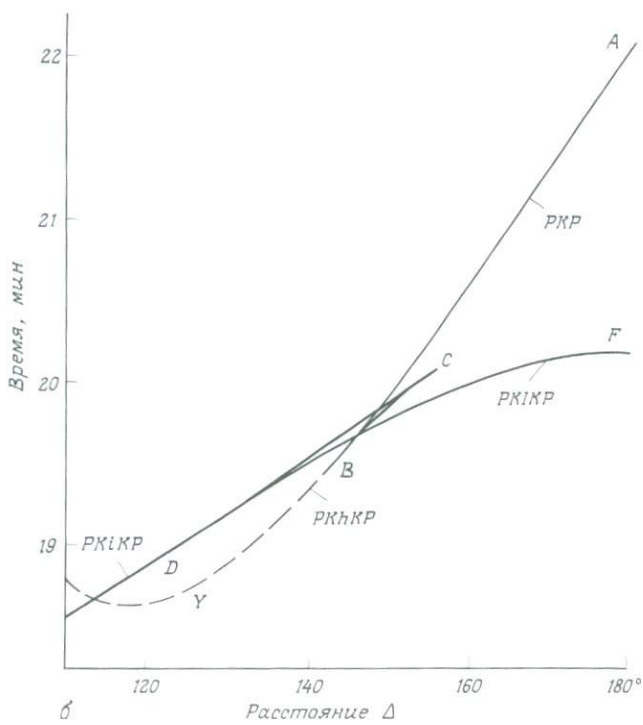
Мое предположение 1962 г. принесло несколько плодов. Демонстрация того, что для согласования с наблюдаемыми временами пробега *PKP*-волн не требуется ни аномального *возрастания* скоростей (по Гутенбергу), ни их *уменьшения* (по Джеффрису) в области *F*, устранила проблемы, касающиеся неправдоподобных изменений в составе пород снаружи внутреннего ядра. Значения времен пробега волн, проходящих через ядро, откорректированные на основе моей модели области *F*, не только позволили другим сейсмологам обнаружить дополнительные примеры слабых волн-предвестников, но и помогли в поиске отражений (*PKiKP*) от границы внутреннего ядра (см. гл. 4). Обнаружение и изучение волн *PKiKP* привело к выводу, что внутреннее ядро имеет резкую границу и что его радиус приблизительно равен 1216 км. Можно сказать, что к концу 60-х годов старая раздвоенность между моделями Гутенберга и Джеффриса была уничтожена и заменена моделью с переходной оболочкой *F* толщиной около 400 км, в которой упругие свойства или вообще не меняются, или изменяются очень мало.

Затишье было недолгим. В 1972 г. Р. А. У. Хэддон из Австралии натолкнулся на в корне отличное альтернативное объяснение волн-предвестников. Он предположил, что это *PKP*-волны, рассеянные на *границе мантии и ядра* или вблизи нее, и что они *вовсе не* связаны со строением переходной зоны *F*. Рассеяние происходит в основном в тех точках, где поверхность каустики волн *PKP* (о которой говорилось в гл. 4), на которой концентрируется большое количество волновой энергии, пересекает внешнюю границу жидкого ядра (другими словами, в тех местах границы мантия-ядро, в которых преломляются *PKP*-волны, выходящие на поверхность на расстоянии около 142° (см. рис. 4.3)).

Появление стимула для пересмотра гипотезы отражений от резкой верхней границы слоя *F*, предложенной мною в 1962 г., побудило сейсмологов заняться поиском наблюдений не только времен пробега, но и амплитуд слабых волн *PKhKP*. Их амплитуды, как видно по рис. 5.9, крайне малы — значительно меньше, чем предсказываются исходя из скачка скорости такой величины, как 0,4 км/с, на границе между оболочками *E* и *F*. Эта проблема волновала многих сейсмологов-наблюдате-



а



б

лей, и в 1972 г. на ежегодном заседании Американского сейсмологического общества А. Камар продемонстрировал, что наблюдаемые и предсказываемые амплитуды можно привести в согласие друг с другом, если уменьшить величину скачка скорости P -волн в области F в 20 раз (примерно до значения 0,01 км/с). В такой интерпретации простая лучевая теория все еще применима, но волны-предвестники $PKhKP$ будут связываться с отражениями или с направленным вверх рассеянием от относительно небольших усложнений строения на верхней границе слоя F .

В 1970 г. Хэддон в Сиднейском университете также начал искать объяснение волнам, предшествующим PKP , которое согласовалось бы с данными по амплитудам, равно как и со всеми остальными данными, и пришел к выводу, что гипотеза о зоне F имеет ряд изъянов. В числе прочих трудностей была проблема истолкования НСВ, расположенных между вступлениями волн $PKhKP$ и $PKiKP$, которые видны, например, на рис. 5.9. Как же объяснить эти фоновые колебания?

В довершение истории, пожалуй, лучше всего будет привести с некоторыми упрощениями ясное описание новой гипотезы, выдвинутой в Сиднее, которое дано в 1973 г. Булленом и самим Хэддоном. Когда были исчерпаны все правдоподобные предположения, со временем возникла идея, что предвестники фазы PKP обусловлены в первую очередь не отражением и преломлением на каких-либо границах раздела внутри внешнего или внутреннего ядра (например, в оболочке F), а *рассеянием* волн вблизи границы мантия – ядро. Для упрощенной иллюстрации этого тезиса ограничим искусственно наше рассмотрение траекториями, лежащими в диаметральной плоскости Земли, как показано на рис. 5.10, *a*. Рассеяние волн за пределами этой плоскости может быть значительным, но это не повлияет на суть результатов, которые мы опишем.

Пусть S – источник землетрясения, а $SLMR$ – пучок лучей PKP , точка наибольшего погружения которых находится во внешнем ядре; звенья SL и MR проходят через мантию, а LM – через ядро. Лучи выходят на поверхность на угловом расстоянии Δ дальше каустики, образующейся на расстоянии около 142° . Поскольку эти пути являются сейсмическими лучами (соответствующими наименьшим временам пробега), они на всем своем протяжении подчиняются закону Снеллиуса.

Рассмотрим теперь путь $SLMR'$, выходящий на поверхность на расстоянии Δ' , со следующими свойствами: часть пути SLM идентична с предыдущим случаем; направленный к поверхности отрезок пути в верхней мантии MR' (и, следовательно, точка регистрации) непрерывно изменяется, в результате чего образуется много лучей; закон Снел-

Рис. 5.10. *a* – луч $SLMR$ – типичный представитель семейства обычных лучей PKP , точка наибольшего погружения которых находится во внешнем ядре. Луч $SLMR'$ – представитель семейства лучей, связанных с рассеянием в M . *b* – годограф фаз PKP и кривая рассеяния Y для волн, рассеивающихся в точке M на расстоянии $117,5^\circ$ от очага. Кривая Y дает теоретические минимальные времена пробега для предполагаемого типа рассеяния.

лиуса выполняется на протяжении каждого участка пути, за исключением точки преломления вверх M . На рис. 5.10,а изображен отдельный луч из семейства $SLMR$ и луч из соответствующего дополнительного семейства $SLMR'$, образовавшегося при рассеянии в точке M .

Полное семейство лучей $SLMR$ охватывает все возможные варианты рассеяния, происходящего на границе между мантией и ядром. Для любого выбранного луча SLM мы можем легко построить кривую рассеяния (назовем ее, к примеру, Y) в координатах время пробега T – расстояние Δ . Полный годограф волн PKP (без учета области F) приведен на рис. 5.10,б. Кривая Y протягивается назад от точки B в область зоны тени, находящейся на расстоянии менее 142° . Поскольку отрезок MR' короче отрезка MR , то и время пробега рассеянного луча $SLMR'$ будет меньше, чем обычного преломленного луча $SLMR$. Кривая Y , изображенная на рис. 5.10,б, для всех расстояний Δ показывает минимальные времена пробега, соответствующие предполагаемой модели рассеяния на границе мантии и ядра.

Наблюдаемые значения времен пробега волн-предвестников $PKhKP$, изображенных, например, на рис. 5.9, большей частью хорошо укладываются в интервал между кривой Y и годографом $PKiKP$ -волн, обозначенным DF на рис. 5.10,б, и их самые ранние вступления достаточно хорошо согласуются с кривой минимальных времен пробега Y , точка B на которой соответствует лучу $SLMR$, выходящему на расстоянии 142° .

Буллен и Хэддон пришли к выводу, что «согласие между теорией и данными наблюдений дополнительно подкрепляется сравнением ожидаемых изменений амплитуды с наблюдением конкретных цугов волн-предвестников. Поскольку теоретическая кривая Y учитывает рассеяние только в одной точке M , то вступления, соответствующие этой конкретной кривой, т.е. самые ранние вступления, должны обладать меньшими амплитудами, чем последующие вступления, поскольку последние образуются при наложении волн, рассеянных в ряде точек, подобных M .» Читатель может проверить, в какой степени НСВ на сейсмограмме рис. 5.9 между вступлениями $PKhKP$ и $PKiKP$ согласуются с этим свойством. (Иногда дело обстоит иначе.)

Это краткое описание завершает наш обзор современного состояния двух гипотез, объясняющих возникновение предвестников волн, связанных с земных ядром. Пожалуй, большинство людей вряд ли сможет понять ученых, посвящающих так много времени и внимания столь далеким и отвлеченным проблемам. На самом деле сейсмологические выводы имеют прямую связь с проблемами физиков, изучающих состояние вещества при высоких давлениях, которые существуют в недрах Земли, и работающих над проблемами возникновения земного магнетизма и геодинамических сил, обуславливающих геологические процессы.

Но прежде чем расстаться с предметом данной главы, стоит отметить, что за годы, прошедшие после 1972 г., с помощью наблюдений, отличных от рассмотренных здесь и использующих огромные сейсмические группы, описанные в гл. 3, было установлено, что многие волны-

предвестники $PKhKP$, очевидно, действительно распространяются со скоростями, требующимися для траекторий типа рассеянного луча $SLMR'$. (Некоторые данные наблюдений с применением групп сейсмографов указывают также на то, что некоторые предвестники связаны с оболочкой F .) С другой стороны, имеется значительное расхождение мнений по вопросу о природе рассеяния: некоторые сейсмологи полагают, что рассеяние в точке M связано с существованием горбов на границе ядра, а некоторые считают, что причина скорее в неоднородностях переходной области D'' . Лучше всего сформулировать современное состояние этого вопроса можно, пожалуй, так: слабые предвестники сейсмических волн, проходящих через земное ядро, представляют собой суперпозицию волн, отраженных или рассеянных неоднородностями среды как вблизи границы мантия–ядро, так и над границей внутреннего ядра.



Хьюго Беньофф (1899–1968)

«Сейсмология как физическая наука почти целиком основана на наблюдениях [землетрясений], выполняемых с помощью сейсмографов и часов».

Глава 6

Собственные колебания Земли

Информация от сильнейших землетрясений

Иногда землетрясения заставляют Землю «звенеть» подобно колоколу. Землетрясения большой магнитуды обладают достаточной энергией для того, чтобы сотрясать всю нашу планету и генерировать в ней низкочастотную «музыку». Можете представить себе, какое возбуждение возникло в среде сейсмологов, когда после сильнейшего Чилийского землетрясения в мае 1960 г. впервые на записях, сделанных несколькими очень длиннопериодными сейсмографами в разных точках земного шара, волны с чрезвычайно длинным периодом четко наблюдались в течение многих дней!

Один из этих приборов, сконструированный А. Марусси для изучения приливных возмущений, состоял из двух огромных маятников, подвешенных к потолку известняковой пещеры Гротта-Гиганта в Триесте (Италия). Они имели период собственных колебаний 2 мин и реагировали на горизонтальные перемещения почвы. Запись, полученная с помощью одного из этих маятников, воспроизведена на рис. 6.1; колебания Земли с преобладающим периодом 8 мин отчетливо видны в течение более 16 ч. Они накладываются на значительно более длиннопериодные колебания, которые представляют собой приливные возмущения твердого тела Земли с периодами около 12 и 24 ч.

Приливные колебания, связанные с взаимным притяжением Земли, Луны и Солнца, конечно, существуют всегда. Данные о приливах в упругой Земле использовались в ранних доводах Кельвина и Дж. Дарвина о жесткости земных недр (гл. 1). Амплитуды приливов

23 мая 1960 г.

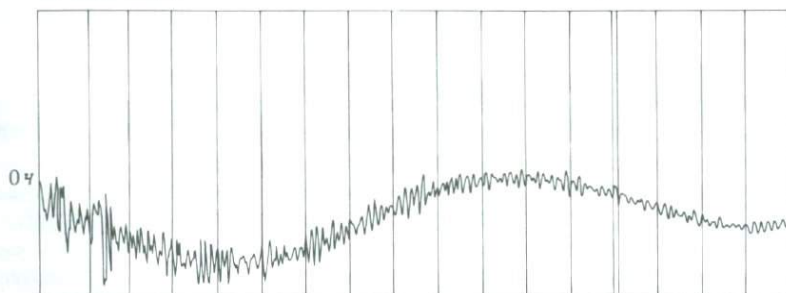
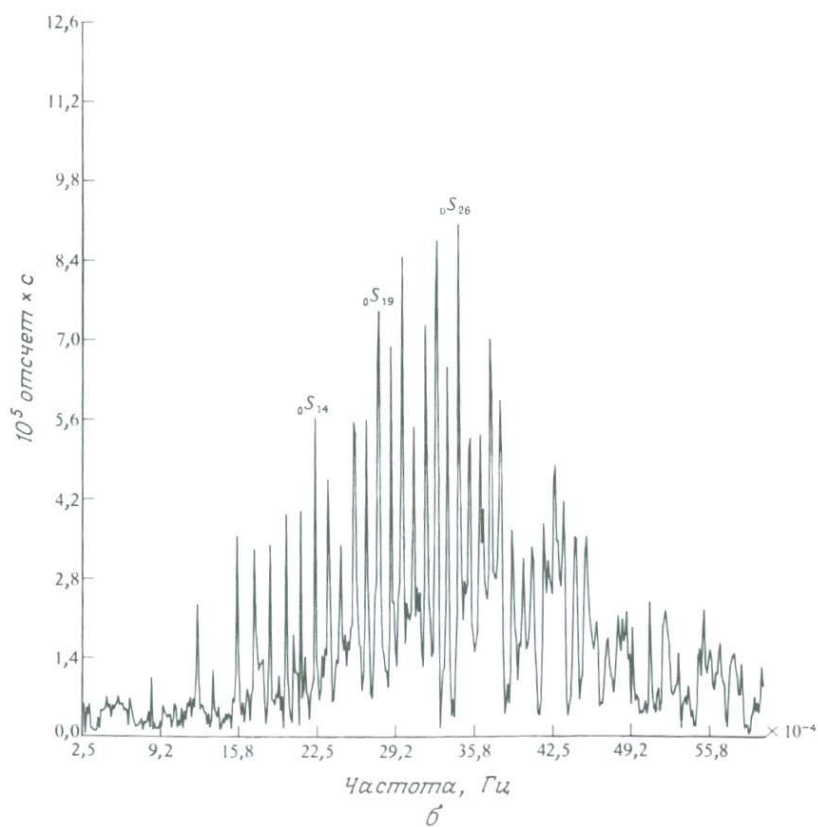
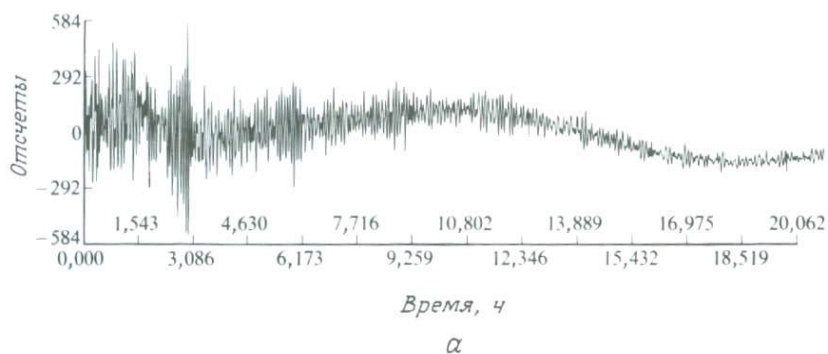


Рис. 6.1. Участок записи горизонтального маятника (С–Ю) наклономера в Гротта-Гиганта (Триест) после сильнейшего Чилийского землетрясения 22 мая 1960 г. Вертикальные линии отмечают интервалы в 1 ч.

в твердой Земле весьма велики (однако неощутимы для человека вследствие большой длины волны и малой скорости) и за сутки достигают величины порядка 20 см. Хотя изучение этих приливов, которые можно рассматривать как постоянные *вынужденные* колебания Земли, является важным разделом геофизики и дает ценную информацию о природе земных недр, рассмотрение этого вопроса выходит за рамки данной книги. Мы не можем уходить слишком далеко от нашей главной магистрали – землетрясений.

Анализ записей Чилийского землетрясения 1960 г. типа изображенной на рис. 6.1 явился первым недвусмысленным доказательством того, что действительно возбуждаются собственные колебания Земли. С XVIII века математики работали над проблемой колебаний упругой сферы, и в 1911 г. А. Е. Г. Ляв, именем которого назван один из видов поверхностных волн, предсказал, что стальной шар размером с Землю будет иметь период основного колебания около 1 ч, а также обертоны с меньшими периодами. Этот факт оставался только теоретическим курьезом вплоть до 1954 г., когда профессор Беньофф, который уже упоминался в гл. 5, объявил о том, что на сейсмограмме сильнейшего землетрясения, происшедшего на Камчатке 4 ноября 1952 г., им обнаружены колебания с периодом 57 мин.

Однако надежные экспериментальные свидетельства, которых требовали скептики, принесли инструментальные данные, полученные в Северной и Южной Америке, Европе и Японии после Чилийского землетрясения 1960 г. Я хорошо помню, сколько радости принесло мне участие в математической обработке триестской записи (рис. 6.1) при поисках собственных колебаний Земли. Работа проводилась в Кембриджском университете (Англия) в начале 1961 г., и мое любопытство было вознаграждено, когда я обнаружил долгожданные пики в спектре, построенном мною по данным ЭВМ. Периоды, соответствующие самым крупным пикам, оказались очень близки к теоретическим значениям, рассчитанным ранее для правдоподобной модели Земли. Сейсмо-



логи, работавшие в других районах с другими записями, получили те же результаты, и мы все поняли, что родился совершенно новый раздел сейсмологии. Он был назван *земной спектроскопией*.

Самый низкий тон по данным измерений составил 54,0 мин: кроме него присутствовало много пиков, соответствующих более быстрым типам колебаний. Построенные по данным наблюдений спектры колебаний Земли, один из которых приведен на рис. 6.2, б, четко указывают на то, что резонансные колебания Земли, как и богатый по окраске колокольный звон, содержат множество гармоник. Складываясь друг с другом и с основным тоном, они создают регистрируемое на данной обсерватории сложное колебание. Проблема состоит в том, чтобы выделить отдельные моды, а затем измерить их индивидуальные амплитуды, частоты и фазы. После этого мы сможем провести их идентификацию по некоторой международной номенклатуре и сопоставить свои результаты с результатами других исследователей. Об этой номенклатуре пойдет речь в следующем разделе.

Заключительным этапом, как и в других методах зондирования Земли, является решение обратной задачи, о которой говорилось в гл. 1. В методе собственных колебаний Земли постановка такой задачи проста. Если бы мы знали физические свойства вещества в недрах Земли так же, как можно знать плотность и упругость медного колокола, мы смогли бы тем же способом, что использовал Ляв, рассчитать ожидаемые частоты и амплитуды собственных колебаний. (В действительности число таких мод бесконечно велико, а потому нам следует и к этой фразе добавить: «в принципе».) Такой расчет представляет собой решение прямой задачи. Подобные расчеты были проведены для многих гипотетических моделей Земли, и сегодня можно всерьез рассматривать лишь такую умозрительную модель нашей планеты, для которой теоретический резонансный спектр не противоречит спектру наблюдаемых собственных колебаний, пример которых приведен на рис. 6.2. Сравнение этих спектров является решающим моментом в расследовании дела о внутреннем строении Земли, хотя зачастую такой метод решения обратной задачи считается «второсортным». На более глубоком уровне мы неизбежно приходим к методу с обратной последовательностью операций. Идя от наблюдаемых колебаний, мы должны попытаться построить такую модель структуры и упругих свойств недосыгаемых для нас недр, у которой частоты отдельных мод колебаний согласуются с наблюдаемыми.

Рис. 6.2. а — запись собственных колебаний Земли и приливных колебаний после сильнейшего землетрясения в Индонезии 19 августа 1977 г. (магнитуда 7,9). Эти вертикальные смещения почвы были зарегистрированы на станции Уискитаун Калифорнийского университета в Беркли. б — частотный спектр, рассчитанный по сейсмограмме а. Каждый острый пик соответствует отдельной моде колебаний. Идентифицированы три сфероидальные моды S. (С разрешения Р. А. Хансена.)

На деле мы не можем это сделать точно. Доказаны теоремы, показывающие, что раз мы не можем измерить каждую из бесчисленного множества гармоник, возбуждаемых землетрясением, то не сможем никогда точно и однозначно определить физическую природу колеблющейся Земли. К счастью, другие теоремы поддерживают в нас надежду на то, что с привлечением некоторых дополнительных предположений и данных мы можем очень близко подойти к истинной картине (и в нашем распоряжении всегда есть «второсортный» метод проб и ошибок). Вопросы однозначности и разрешающей способности хорошо знакомы всем, кто сталкивается с анализом наблюдений. Эти вопросы представляют одну из наиболее интересных и не решенных до конца проблем современной науки.

После 1960 г. было получено множество спектров собственных колебаний Земли от ряда сильных землетрясений. Особый интерес представляет разрушительное землетрясение с магнитудой 8,6, произошедшее в страстную пятницу 1964 г. с эпицентром в заливе Принс-Вильям, Аляска. Тогда более 100 сейсмостанций в разных точках земного шара, оснащенных длиннопериодными сейсмографами, зарегистрировали колебания всей Земли, что подтвердило глобальный характер последних. Недавно было выполнено исследование с использованием записей широкополосного маятникового сейсмографа в Уискитауне, Калифорния. На рис. 6.2, *а* приведена сейсмограмма (временная область) вертикальных смещений почвы при Индонезийском землетрясении 19 августа 1977 г., а на рис. 6.2, *б* воспроизведен соответствующий изящный спектр (частотная область).

Земная спектроскопия

Нам необходим удобный способ для простого описания собственных колебаний Земли. Во-первых, следует подчеркнуть, что мы имеем дело с колебаниями, которые продолжают свободно (после землетрясения) с частотами, зависящими только от упругих свойств самого земного шара. Точной аналогией может служить струнный музыкальный инструмент (см. дополнение 6.1), который, как было установлено греками более тысячи лет назад, излучает музыкальные гармоники, зависящие только от длины, плотности и натяжения звучащей струны. Такие колебания, которые упоминались в гл. 3, называются *собственными колебаниями*.

Во-вторых, существуют два и только два независимых типа собственных колебаний упругого шара. Это впервые доказал в 1882 г. английский математик Лэмб в одной из своих фундаментальных теоретических работ по сейсмологии. К первому типу относятся так называемые моды *S*, или *сфероидальные колебания*, при которых смещения частиц шара в общем имеют как радиальную, так и горизонтальную составляющую. Траектории частиц по существу такие же, как в волнах Рэлея (см. рис. 2.4); другими словами, здесь мы находим

Дополнение 6.1. Колебания струны и упругого шара

На рисунке показаны моды колебаний струны. Струна смещается из положения, изображенного черной линией, в положение, отмеченное штриховой линией, и обратно. Неподвижные точки называются узлами.



Основная мода



Первый обертон

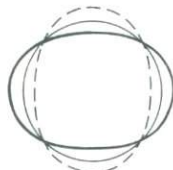


Второй обертон



Третий обертон

Далее показаны колебания поверхности шара в разрезе. Точки пересечения черных и штриховых линий принадлежат узловым линиям на поверхности шара.



Основная мода



Второй обертон



Третий обертон

Последний рисунок изображает радиальные моды собственных колебаний в шаре. Кривые показывают изменение смещения с глубиной для однородного шара. В Земле картина усложняется жидким ядром.

Поверхность



Основная мода



Первый обертон



Второй обертон



Третий обертон

Центр

взаимосвязь между стоячими сфероидальными колебаниями и бегущими волнами Рэлея.

Ко второму типу (моды T) относятся *крутильные колебания* (иногда их называют также «тороидальными», но это название неудачно, поскольку форма смещения частиц не напоминает бублик). Смещения при колебаниях данного вида направлены по касательной и не имеют радиальной составляющей (так же, как в волнах Лява). Подобно волнам P и S , сфероидальные и крутильные колебания обычно встречаются совместно, и, таким образом, смещение в каждой точке поверхности представляет собой смесь колебаний обоих типов.

С прошлого столетия астрономы тоже знакомы с собственными колебаниями сфер, встречающимися при изучении массивных пульсирующих и вращающихся звезд. Их интересуют не только измерения частот световых импульсов, излучаемых этими далекими небесными телами, но и вопрос о том, остаются ли стабильными такие звезды под действием сил, связанных с собственными колебаниями. Физикам тоже легко освоиться с земной спектроскопией, так как она близка к механике колебаний атома. По крайней мере в этой области квантовая механика и сейсмология сходятся близко, и в следующем разделе мы увидим, что аналогия с атомом оказалась полезной при интерпретации тонких особенностей спектра колебаний вращающейся Земли.

Номенклатура мод T и S проста для понимания. Она основывается на изображении схемы движений в виде сетки узловых поверхностей, т. е. мест, в которых движение отсутствует. Как показано в дополнении 6.1, на поверхности Земли в общем случае имеется серия узловых линий (см. второй рисунок), более или менее соответствующих параллелям и меридианам. Если сейсмограф, расположенный на поверхности, попадет на узловую линию некоторой моды, то он не запишет эту моду. Кроме того, *внутри* Земли имеются сферические поверхности, на которых отсутствуют смещения для различных колебательных мод (см. третий рисунок). Обозначение каждой моды, так же как в случае колеблющейся струны, очевидно, будет зависеть от числа узловых поверхностей, и мы будем использовать индексы n и l для обозначения их количества соответственно в глубине и на поверхности Земли.

Рассмотрим сначала наименее сложные крутильные колебания. С помощью индексов n и l , обозначающих количество узловых линий, мы запишем их в форме ${}_nT_l$. Индекс n относится к количеству узловых поверхностей внутри Земли (центр Земли не входит в это число), а индекс l на единицу больше числа узловых линий на поверхности, т. е. равен числу ограниченных ими секторов на поверхности.

Простейшее крутильное колебание ${}_0T_2$ изображено на рис. 6.3. Ему соответствует только одна нодальная поверхность, секущая поверхность Земли по экватору*, относительно которой северное и южное полуша-

* Представьте себе на некоторое время, что жидкого земного ядра нет и что Земля представляет собой простой невращающийся упругий шар.

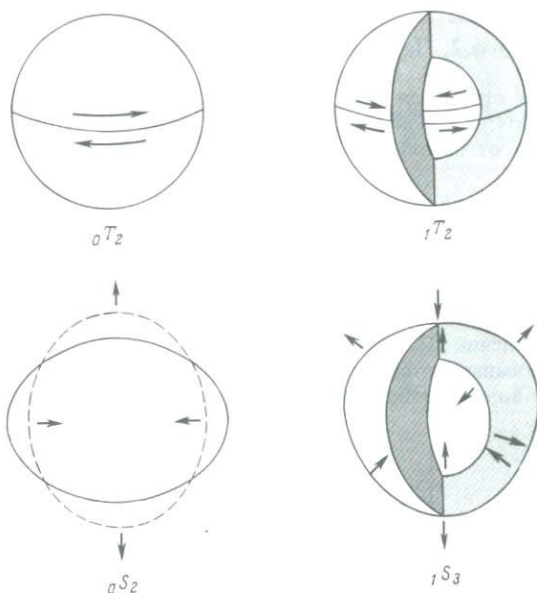


Рис. 6.3. Схематическое изображение мод ${}_0T_2$, ${}_1T_2$, ${}_0S_2$ и ${}_1S_3$.

рия «закручиваются» в противоположных направлениях. Аналогичные движения наблюдаются в недрах Земли.

Мода ${}_0T_2$ является *основным* крутильным колебанием Земли. В правом верхнем углу рис. 6.3 схематично изображен первый *радиальный* обертон основной моды T . В этом случае, обозначаемом ${}_1T_2$, по-прежнему, остается одна нодальная линия *на поверхности* ($l = 2$), но, кроме того, появляется одна *глубинная* (радиальная) поверхность (n), по разные стороны которой смещения происходят в противоположных направлениях. На рисунке видно, что в этом случае Земля разделена на четыре области, в каждой из которых движение имеет различное по отношению к соседней области направление. Попробуйте представить себе резиновый мячик, колеблющийся таким образом!

Рассмотрим теперь соответствующие обозначения ${}_nS_l$ мод S . При таких колебаниях смещения имеют также и вертикальную составляющую, и колебания основной моды ${}_0S_2$ напоминают чередующиеся выгибания и прогибания упругого футбольного мяча. Эти чередующиеся деформации изображены в левом нижнем углу рис. 6.3 и на средней схеме дополнения 6.1. В этом случае имеются *две* узловые линии на поверхности, которые для моды ${}_0S_2$ совпадают с параллелями северного и южного полушарий (для сфероидальных колебаний индекс l равен числу узловых линий на поверхности). На средней схеме дополнения 6.1 изображены также два поверхностных обертона ${}_0S_3$ и ${}_0S_4$. Легко видеть, что для них имеются соответственно 3 и 4 узловые линии — параллели.

Значения периодов собственных колебаний и добротности Q , рассчитанные для некоторых мод T и S

Мода	Период, с	Q
${}_0T_2$	2638	350
${}_0T_4$	1303	300
${}_0T_5$	1076	250
${}_0T_{10}$	619	190
${}_0T_{15}$	452	170
${}_0S_2$	3233	620
${}_0S_6$	963	480
${}_0S_{12}$	502	370
${}_0S_{19}$	360	270
${}_0S_{24}$	306	240
${}_0S_0$	1228	5000
${}_1T_2$	757	
${}_2T_4$	420	
${}_1S_3$	1064	
${}_4S_5$	415	
${}_5S_0$	205	

и мы сможем представить себе цуги поверхностных волн, бегущих навстречу друг другу по поверхности Земли (см. рис. 3.5) и образующих систему стоячих волн, которые мы называем собственными колебаниями. Бегущие волны Рэлея в конечном итоге складываются, образуя моды S , а бегущие волны Лява при наложении дают моды T .

Простейшим видом сфероидальных колебаний является случай, когда узловые поверхности отсутствуют. Такое колебание, обозначаемое ${}_0S_0$, имеет место, когда все части Земли пульсируют подобно баллону кислородной маски. Этот случай является точной аналогией радиальных пульсаций далеких звезд.

В настоящее время измерено множество частот мод T и S , хотя первые определенные данные наблюдений появились лишь в 1960 г. Интерес представляет несколько значений этих спектральных характеристик для основных мод (см. дополнение 6.2). Поскольку длины волн наиболее длинноволновых колебаний очень велики, даже превышают

размер радиуса Земли, то соответствующие частоты очень малы, и поэтому более удобно охарактеризовывать эти колебания их периодом (см. дополнение 1.2). Для собственных колебаний ${}_0S_2$, ${}_0S_3$ и ${}_0S_4$ найденные значения периодов оказались равными соответственно 54, 35 и 25 мин. Фактический наибольший период собственного колебания Земли по данным наблюдений (54 мин для ${}_0S_2$) оказался примерно на 6 мин меньше предсказанного теоретически 70 лет назад Лявом для модели однородной Земли. Это отличие, конечно, является мерой отклонения реальной Земли от однородной модели.

Период чисто радиальных колебаний ${}_0S_0$ равен 20,5 мин. В спектре крутильных мод ${}_nT_l$ имеются колебания с периодами, близкими к измеренным значениям для семейства сфероидальных мод. Например, периоды мод ${}_0T_{20}$ и ${}_0S_{19}$ равны соответственно 360,3 и 360,2 с. Фактически значения периодов собственных колебаний вычислены с большим количеством десятичных знаков, чем мы здесь приводим; но для того, чтобы извлечь пользу из более точных наблюдений, которыми располагает современная сейсмология, нам следует перейти от общего к более детальному описанию спектров.

Влияние асимметрии Земли

История изучения собственных колебаний Земли еще более насыщена событиями, чем было рассказано. Мы приблизились к фронту современных исследований, и любознательность заставляет нас заглянуть немного дальше. Современные проблемы очевидны из рис. 6.4. Этот спектр, полученный после Чилийского землетрясения 1960 г., ясно указывает на существование более тонкой структуры у наиболее длиннопериодного резонансного колебания Земли ${}_0S_2$ (так называемой «футбольной» моды). В спектре на рис. 6.2 для каждой моды наблюдался единичный пик, но в данном случае оказалось возможным разложить гармонику с периодом около 53,8 мин на составляющие. На рис. 6.4 пять соседних пиков отмечены стрелками, и достоверность по крайней мере трех из них не подлежит сомнению. Разница между частотой самого длинного и самого короткого колебания в этом мультиплете составляет несколько процентов, что вполне значимо. Необходимо искать этому объяснение.

Теория предсказывает, что любое отклонение от идеальных упругости и сферичности, которые мы принимали в предыдущем разделе, всегда приводит к *расщеплению* спектральных линий. Каждый единичный пик колебания ${}_nT_l$ и ${}_nS_l$ распадется на мультиплет пиков, располагающихся вокруг первоначального. Это можно сравнить с быстрым превращением кулака в пятерню. Перечислим теперь отклонения, оказывающие основное влияние на характер спектра. Во-первых, Земля не идеальный шар, а эллипсоид вращения. Как это сказывается на спектре собственных колебаний? Не очень сильно, но достаточно для наблюдения на самых длиннопериодных колебаниях при использовании самых

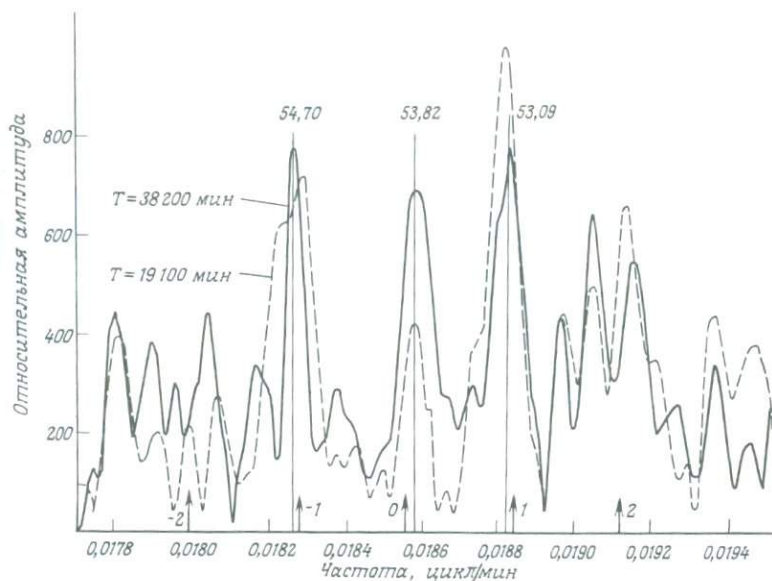


Рис. 6.4. Тонкая структура спектра моды $0S_2$, полученная в результате анализа Фурье двух участков записи длиной 19 100 и 38 200 мин. Запись сделана деформографом станции Изабелла после Чилийского землетрясения 22 мая 1960 г. Интервал между соседними отсчетами амплитуды был равен 2 мин. Стрелками около горизонтальной оси показано теоретическое расщепление вследствие вращения Земли. (С разрешения С.У. Смита [55].)

лучших методов обработки сейсмограмм сильнейших землетрясений. Максимальный сдвиг по частотам в мультиплетном спектре в этом случае составляет около 1%, причем наиболее значительный сдвиг наблюдается для основных мод.

Еще один вид асимметрии Земли — расположение океанов и континентов. 70% земной поверхности покрыто океанами, и наибольшая их часть приходится на южное полушарие. Один из важнейших вопросов физики Земли, на который пока еще нет исчерпывающего ответа, состоит в следующем: какое влияние на собственные колебания Земли оказывают относительные расположения континентов, тектонических зон и океанов? Частичный ответ был получен путем модельных исследований колеблющейся Земли, имеющей сложное внутреннее строение, с помощью ЭВМ. Эти исследования показали, что такие тектонические усложнения действительно вызывают расщепление каждого пика в спектрах резонансных колебаний T и S . Далее, смещения почвы, вызванные каждым отдельным колебанием мультиплета, в каждой точке ориентированы в зависимости от распределения крупных тектонических структур, например континентов.

На рис. 6.5 наглядно показано, как различие между континентами и океанами меняет направления смещений на поверхности. На этой схе-

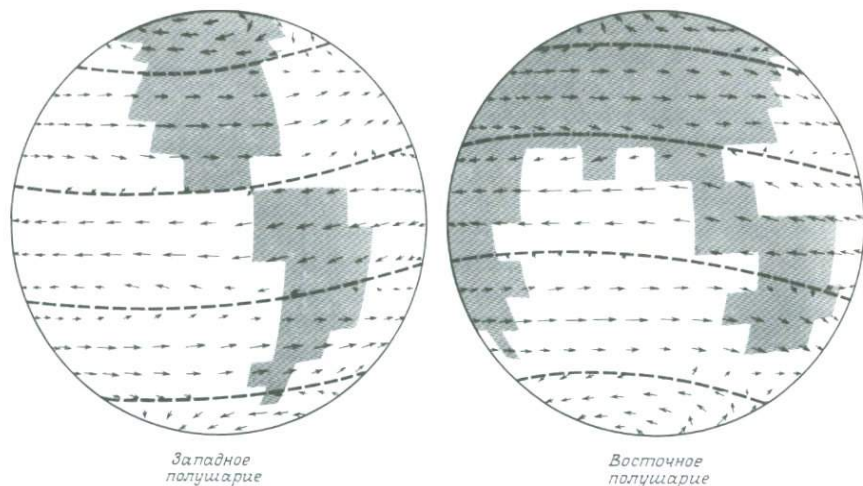


Рис. 6.5. Восточное и западное полушария колеблющейся Земли. Континенты показаны серым цветом. Короткие стрелки указывают направление и амплитуду смещений на поверхности Земли при собственных колебаниях ${}_0T_5$. Эти колебания проявляются пятью зонами смещений на поверхности, разделенных четырьмя параллелями, обозначенными штриховыми линиями. На этих узловых линиях смещений на поверхности нет. Если бы Земля имела однородную поверхность без структурного различия между океанами и континентами, то короткие векторы были бы параллельны узловым линиям. Однако их фактические направления различаются вследствие сложного строения Земли. (С разрешения Дж. Стифлера.)

ме, построенной ЭВМ, короткими стрелками обозначены поверхностные смещения для моды ${}_0T_5$. В однородной Земле все эти короткие векторы были бы направлены вдоль параллелей. Ясно, что в случае модели, включающей континенты, это не так. Однако для крутильных колебаний от ${}_0T_2$ до ${}_0T_{10}$ влияние эллиптичности Земли превосходит влияние структурных различий между океанами и континентами. Расщепление спектра, вызванное последним фактором, обычно не превышает нескольких десятых долей процента для основных мод, но по мере того, как мы поднимаемся по лестнице обертонов, роль структурных различий океан-континент возрастает.

Важный для сейсмических обсерваторий, регистрирующих собственные колебания Земли, результат состоит в следующем. Если не удастся получить сверхтонкую спектральную картину, подобную приведенной на рис. 6.4, то кажущаяся собственная частота должна зависеть от географического положения станции. Например, для моды ${}_0T_{10}$, записанной на Южном полюсе, относительные амплитуды отдельных членов мультиплета, обусловленные эллиптичностью и тектоническими различиями, подчеркивают высокие частоты. А по этим данным можно легко получить смещенные оценки собственных частот.

До сих пор мы не нашли эффекта, достаточно сильного для объяснения 5-процентного расщепления в ${}_0S_2$, показанного на рис. 6.4. Асимметрия, которая в основном объясняет это,—более тонкого свойства, чем две, уже описанные выше. Эта асимметрия является следствием сил, действующих на Землю в результате ее вращения. Нечто похожее произойдет, если мы будем слушать барабан, расположенный на платформе, которая вращается с большой скоростью. Таким образом, основной эффект расщепления имеет динамическое, а не геометрическое происхождение. Физики увидят в этом явлении механическую аналогию известного эффекта расщепления спектральных линий атомов магнитным полем, открытого Зеemanом в 1896 г. Вращательное расщепление доминирует в тонком спектре низших мод, поскольку соответствующие упругие движения охватывают Землю целиком. Для мод ${}_0S_2$ (рис. 6.4) и ${}_0T_2$ этот фактор вызывает вариации периодов, достигающие нескольких процентов.

В заключение отметим, что различные виды асимметрии по-разному влияют на различные моды резонансных колебаний Земли. Моды с очень длинным периодом (например, ${}_0T_2$, ${}_0S_2$), охватывающие Землю целиком, наиболее подвержены влиянию вращательной асимметрии; по мере возрастания порядка обертона (например, ${}_0T_{20}$, ${}_0S_{20}$) колебательное движение все больше вытесняется в верхние слои Земли, и начинают доминировать факторы эллиптичности ее фигуры и тектонических различий. В следующем десятилетии исследования сильнейших землетрясений с применением более совершенного оборудования должны обеспечить получение более определенной информации о сверхтонкой структуре спектров колебаний Земли.

Измерение затухания

Мы до сих пор игнорировали одно из основных свойств колебаний Земли, которое вполне очевидно из рис. 6.1. При рассмотрении этой записи можно заметить, что свободные колебания постепенно угасают на фоне вынужденных приливных колебаний. Судя по записи, полученной в Триесте в 1960 г., прошло двое суток, прежде чем сверхдлинные волны перестали наблюдаться. При более поздних сильнейших землетрясениях специально сконструированные сейсмографы записывали некоторые моды в течение нескольких недель, прежде чем они терялись в фоне микросейсм. Приборами международной системы МРА (см. гл. 3) получена самая продолжительная запись сфероидальных колебаний—около трех недель для моды ${}_0S_0$.

Однако в конечном итоге резонансные колебания перестают наблюдаться, поскольку их энергия иссякает под действием сил трения. Другими словами, механическая энергия колебаний медленно переходит в тепловую энергию вследствие неупругих процессов в недрах Земли. Нас, естественно, интересует измерение количественных характеристик этих неупругих процессов, поскольку они проливают свет на эволюцию структуры и динамику Земли.

Большинство встречающихся в природе затухающих процессов подчиняется экспоненциальному закону (см. дополнение 6.2), и амплитуды затухающих колебаний Земли не представляют исключения. Кроме того, из наблюдений известно правило: чем выше частота колебаний, тем быстрее они затухают. В дополнении 6.2 приводится записанное в явном виде широкоизвестное математическое выражение для такого типа затухания в виде функции частоты колебательной моды и механической добротности, обозначаемой Q . В первом приближении каждой моде соответствует некоторое значение фактора Q , причем большое Q означает малую скорость затухания, а малое Q – сильное затухание. Вопрос: как лучше всего измерить Q для каждой моды T и S ?

Рекомендуемый способ иллюстрируется рис. 6.6; он предполагает свободные переходы из области времени в область частот и обратно (см. гл. 1) при анализе собственных колебаний Земли. Первый шаг заключается в том, чтобы отделить интересующую нас моду, выделив соответствующий пик в спектре собственных колебаний. Предположим, мы выбрали моду ${}_0S_{19}$ на рис. 6.2, б. Затем возвращаемся к исходной записи (рис. 6.2, а) и для каждого момента времени рассчитываем амплитуду и фазу чистых колебаний ${}_0S_{19}$, представляющих собой одну из многих компонент сейсмограммы. Конечно, даже при использовании быстродействующей ЭВМ такое продвижение от начала записи до ее конца займет довольно много времени: преимущество состоит в том, что при этом мы действуем в согласии с основополагающими принципами.

Типичные результаты расчета амплитуды и фазы показаны на рис. 6.6 для моды ${}_0T_4$, записанной горизонтальным маятником (С–Ю) в Триесте после Чилийского землетрясения 1960 г. Верхняя кривая показывает относительные амплитуды смещений почвы в течение более 70 ч. В течение первых 30 ч затухание наблюдается четко, однако затем начинаются беспорядочные флуктуации амплитуд. Нижняя кривая показывает, что колебания остаются в фазе также около 30 ч, после чего фаза начинает быстро изменяться. Мы можем сделать вывод, что прибор в Триесте только в течение 30 ч воспринимал колебания ${}_0T_4$ на уровне, значительно превышавшем уровень микросейсм и других шумов, и, следовательно, любые измерения для моды ${}_0T_4$ по данной записи следует ограничить этим временным интервалом.

Приняв это важное решение, мы можем вернуться к верхней кривой на рис. 6.6 и измерить скорость уменьшения амплитуды в течение первых 30 ч. (В выбранном масштабе угол наклона амплитудной кривой пропорционален параметру β уравнения (1) из дополнения 6.2.) Если проделать это, соответствующее значение Q будет равно примерно 300 (см. таблицу в дополнении 6.2). Мы можем повторить эту процедуру для других мод спектра.

По ряду причин, на которых мы здесь не будем останавливаться, определить Q с большой точностью оказалось практически сложно. (Одна очевидная причина состоит в том, что афтершоки после сильней-

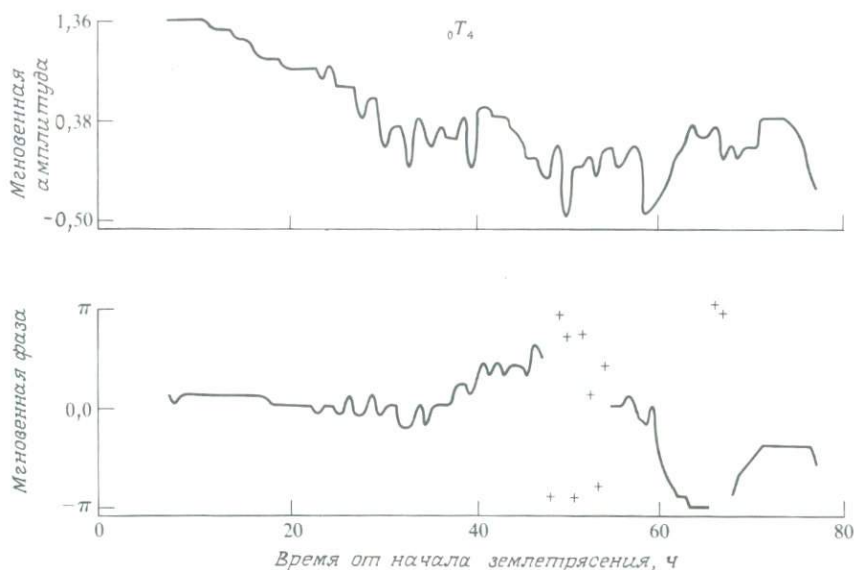


Рис. 6.6. Изменение амплитуды колебания ${}_0T_4$ со временем после начала колебаний Земли. По истечении примерно 30 ч значения амплитуды становятся беспорядочными, что означает уменьшение сигнала до уровня шумового фона. На нижнем графике показана фаза этого колебания в зависимости от времени, прошедшего с момента начала землетрясения. Фаза сохраняется более или менее постоянной примерно в течение 30 ч, после чего она начинает беспорядочно изменяться в согласии с изменениями амплитуды на верхнем графике. Мы делаем вывод, что начиная с данного момента времени регистрация колебания становится неотчетливой.

шего землетрясения продолжают поставлять энергию для резонансных колебаний Земли.) Как правило, различным модам соответствуют различные значения Q , которые колеблются в пределах от 5000 для устойчивой моды ${}_0S_0$ до нескольких сотен для более длиннопериодных мод ${}_0T_l$ и ${}_0S_l$. Обычно модам T соответствуют меньшие значения Q (большее затухание), чем модам S приблизительно такой же частоты, и по мере возрастания порядка обертона l (уменьшения периода) значения Q снижаются.

Причина изменения добротности Q с изменением порядка обертона становится очевидной, если принять во внимание, что для каждой моды распределение смещений по всему объему Земли различно (см. дополнение 6.1). Например, колебания низших мод проникают в тело Земли глубже, чем колебания высших мод. Поэтому значения Q для низших мод говорят нам больше о затухании в более глубоких частях Земли. Действительно, мы можем систематично продвигаться вниз по «лестнице» мод и при этом приписывать средние значения Q слоям внутри Земли от верхней мантии до внутреннего ядра.

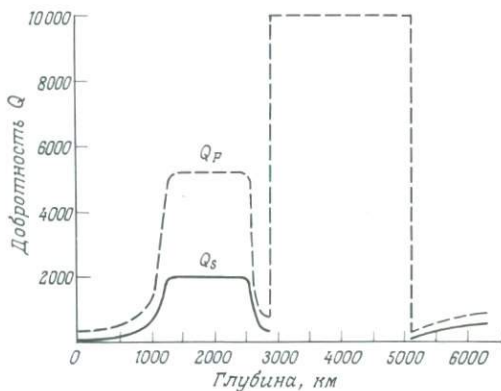


Рис. 6.7. Усредненные оценки параметров добротности Q_P и Q_S в недрах Земли. В нижней мантии Q_P и Q_S возрастают до довольно высоких значений. В жидком ядре распространяются только P -волны, и они претерпевают там очень слабое затухание со значением Q порядка 10 000.

Различия в значениях Q между модами T и S связаны не только с различием в распределении смещений по глубине, но и с различной физической природой этих двух типов колебаний. Как мы уже заметили, крутильные колебания порождаются сдвиговыми смещениями подобно волнам Лява и S -волнам, в то время как при сфероиальных колебаниях породы подвергаются одновременно сжатию и сдвигу, как при распространении волн Рэлея и P -волн. По этой причине необходимы два отдельных фактора добротности, называемые Q_P и Q_S и относящиеся к затуханию волн типа P и S соответственно.

И опять выясняется, что «детективное расследование», необходимое для определения значений фактора добротности на различной глубине внутри Земли, является примером обращения обычной прямой задачи. Если бы нам были известны значения Q_P и Q_S внутри Земли, то мы могли бы непосредственно рассчитать затухание волн землетрясений и собственных колебаний. Мы, наоборот, наблюдаем затухание и должны найти Q . К сожалению, решить такую задачу непросто, и многие решения могут быть грубо ошибочными.

На рис. 6.7 мы видим одну предложенную недавно схему распределения значений Q_P и Q_S внутри Земли. В этом варианте решения затухание волн S сильнее, чем P , для каждого значения глубины. В средней части мантии значения факторов Q заметно возрастают (т.е. там наблюдаются малые потери энергии), в то время как у основания мантии, в оболочке D'' , обе величины уменьшаются. Поскольку внешнее ядро является жидким, волны S в нем не распространяются и Q_S равно нулю. Наоборот, как мы видели для фазы $PKKKKKKKP$ в гл. 5, волны P испытывают слабое затухание в жидком ядре и Q_P может достигать 10 000. (Эти данные взяты из работы Д. Л. Андерсона и Р. С. Харта,

выполненной в Сейсмологической лаборатории Калифорнийского технологического института в 1978 г.)

Во внутреннем ядре Q_P снова падает до значений порядка тех, что наблюдались в верхней мантии, а величина Q_S вблизи центра Земли все еще остается под вопросом. Среднее значение Q_P во внутреннем ядре по схеме рис. 6.7 составляет около 450. Это значение можно проверить с помощью уникального наблюдения волн $PKIKP$ (рис. 4.8 и 4.9), обсуждавшегося в гл. 4. Как показывает рис. 4.9, фаза $PKIKP$ с двумя звеньями во внутреннем ядре имеет больший период (т.е. высокие частоты отсутствуют), чем соответствующая фаза $PKiKP$. Мною было показано в 1980 г., что для того, чтобы наблюдалось такое различие, значение Q_P во внутреннем ядре должно лежать в пределах от 350 до 550. Согласно с данными рис. 6.7 близкое, по крайней мере для высокочастотных P -волн.



Френсис Берч (род. 1903)
«О некоторых слоях [земных] недр у нас имеется лишь информация, полученная сейсмологией; она носит абстрактный характер и нуждается в расшифровке».

Глава 7

Плотность, упругие свойства и температура

Плотности, основанные на скоростях сейсмических волн

Из чего сделана Земля? Неизвестный материал можно распознать, например, по его плотности. Несколько лет назад единицей плотности служил грамм на кубический сантиметр (г/см^3). Сейчас стандартной единицей является килограмм на кубический метр (кг/м^3 – см. табл. 1 в приложении), но мы для простоты не будем употреблять никаких единиц, относя все плотности к плотности воды, которую принимают равной 1 г/см^3 . При нормальных температуре и давлении алюминий представляет собой легкий твердый металл (плотность 2,7), а ртуть – обладающий большой плотностью жидкий металл (плотность 13,6). Мрамор – это относительно легкая горная порода (плотность 2,7), а эклогит (плотность 3,4) – относительно тяжелая. Итак, ключом к определению состава глубинных недр будут сведения о плотности.

В досейсмологическую эру геофизики прилагали все усилия, чтобы получить хоть какое-либо представление о распределении плотности от поверхности Земли до ее центра, используя небольшое количество имевшихся в их распоряжении данных, таких как плотности типичных поверхностных пород (см. гл. 1). Двумя решающими физическими измерениями, полученными независимо от сейсмологии, были *средняя плотность* (5,52) Земли в целом (найденная путем деления полной массы на объем Земли) и ее *момент инерции*. Последний важен потому, что

распределение плотности по объему сферы типа Земли определяет инерцию этой сферы относительно ее оси (см. дополнение 7.1). Исходя из этих немногих данных, был сделан вывод, что плотность Земли, вероятно, возрастает примерно от 2,5 на поверхности до значения, заключенного между 10 и 15 в центре.

Интересно проследить, как постепенно росло понимание того, что сейсмические волны несут с собой важнейшую информацию о характере изменений плотности внутри Земли. Многие проницательные заключения в этом вопросе были сделаны К.Е. Булленом, новозеландским ученым, который большую часть своей жизни работал в Сиднейском университете в Австралии (где благодаря ему у меня зародился интерес к недрам Земли).

«Детективное» расследование, касающееся плотности, мы начнем с того, что вспомним, что скорость сейсмических волн зависит от физических свойств пород, через которые они проходят, и что одним из таких свойств является плотность. Точнее об этом сказано в дополнениях 2.2 и 7.2. Как показывают приведенные там формулы, скорости волн P и S определяют отношения: модуля сдвига к плотности (μ/ρ) и модуля сжатия к плотности (k/ρ). К сожалению, упругие параметры горных пород – модули сжатия и сдвига – внутри Земли неизвестны, и поэтому скорости сейсмических волн *сами по себе* не дают нам возможности быстро и надежно оценить плотность. Тем не менее, поскольку *изменения* упругих свойств и плотности обычно происходят одновременно и примерно в одинаковой степени, изменения скоростей волн можно использовать в качестве критериев изменений плотности.

Тотчас же приходят на ум три примера. Когда сейсмологическими исследованиями было установлено существование резких скачков сейсмических скоростей на разделе Мохо, границе между мантией и ядром и на границе внутреннего ядра (см. рис. 1.3), из этого с неизбежностью вытекало, что значения плотности также изменяются скачком на этих трех границах раздела. Таких изменений плотности мы должны были ожидать независимо от того, созданы ли эти резкие границы изменениями химического состава пород или же их физического состояния (т.е. такими, какие происходят при переходе воды из жидкого состояния в твердое – лед).

Благодаря этому доводу зондирование Земли волнами землетрясений произвело настоящую революцию в геофизических исследованиях плотности. В результате непрерывное возрастание плотности в одной или двух произвольных оболочках от поверхности до центра Земли, которое было принято в прошлом веке (см. гл. 1), оказалось необходимо заменить возрастанием ее на крупных разрывных границах в кровле и подошве мантии и в подошве жидкого ядра, выявленных наблюдениями. Наряду с этими представлениями возникло новое предположение, согласно которому в промежутках между этими границами раздела кривая увеличения плотности с глубиной в общем должна иметь тот же наклон, что и кривые роста скорости, вычисленные по наблюдаемым временам пробега P - и S -волн в Земле (см. рис. 7.3).

Дополнение 7.1. Масса и момент инерции Земли

Масса Земли

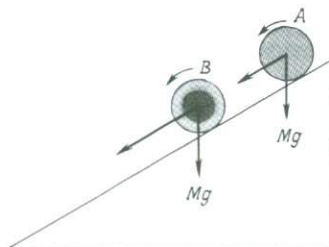
$$M = 5,973 \cdot 10^{24} \text{ кг.}$$

Соответствующая средняя плотность

$$D = 5,515 \text{ г/см}^3.$$

Рассмотрим два твердых шара A и B одинаковых размеров и с $D = 5,5$ каждый. Пусть A обладает постоянным $D = 5,5$ по всему объему, а B состоит из наружной оболочки с постоянным значением $D = 4,5$, простирающейся до половины радиуса, и ядра с постоянным $D = 12,5$. В таком случае шары A и B имеют одинаковые массу и среднюю плотность.

Можно ли отличить шары друг от друга? Можно. Шар B быстрее скатывается по наклонной плоскости. Эта скорость связана с его *моментом инерции*.



Момент инерции I шара является мерой концентрации массы к центру: чем меньше I , тем большая доля массы тела сосредоточена в центре.

Для массы M и радиуса R $I = zMR^2$.

Для однородного шара $z = 0,4$.

Для полой сферы $z = 0,67$.

Таким образом, для шара A $z = 0,4$; для шара B мы можем считать (см. упр. 44, гл. 8), что $z = 0,34$.

Из наблюдений за движением искусственных спутников и Луны найдено, что для Земли $z = 0,3308$. Следовательно, как и у шара B , масса Земли сконцентрирована к центру.

Чтобы получить количественные оценки плотности вещества на весьма отдаленных глубинах, в рассуждения с использованием сейсмических волн нужно было ввести дальнейшие предположения. Поскольку эти предположения не имеют непосредственной связи с исследованием самих землетрясений, мы не будем здесь рассматривать их вывод. Достаточно сказать, что одним из наиболее вероятных и плодотворных предположений было допущение о том, что все жидкое ядро Земли полностью перемешано и однородно. И то же самое, правда с меньшей уверенностью, можно было сказать о нижней мантии, где скорости P - и S -волн изменяются по гладким кривым (см. рис. 7.3). Условия одно-

родности (вместе с менее чувствительными допущениями о температуре) означали, что увеличение плотности в нижней мантии и жидком ядре можно вычислить из одного только сжатия материала в данных областях Земли под действием колоссального гидростатического давления на этих глубинах. Классические уравнения, с помощью которых эти расчеты были впервые выполнены в 1923 г. американскими учеными Л. Адамсом и Э. Вильямсоном, приведены в дополнении 7.2. Более реалистичные модели плотности Земли были позднее получены К. Булленом, который использовал более точные сейсмологические данные. Нечего и говорить, что при нахождении значений плотности на глубине лучше избегать таких допущений, как однородность, использовавшаяся ранними исследователями. В следующем разделе описан самый современный способ, в котором учитываются резонансные колебания Земли как целого и предположение об однородности ослабляется.

Что рассказывает плотность земных недр об их составе? Очевидно, мы могли бы просто сравнить плотности, найденные для Земли, со значениями плотности известных элементов, соединений, минералов и пород и, основываясь на близких сходствах, определить химический состав. К этому есть два препятствия. И давления, и температуры в Земле одновременно настолько велики, что до сих пор не удалось измерить в лаборатории плотности наиболее вероятных кандидатов из числа горных пород и минералов при тех условиях, какие существуют в глубоких недрах Земли. Некоторые оригинальные сопоставления, в частности Ф. Берчем из Гарвардского университета, были произведены между наблюдаемыми скоростями сейсмических волн и оценочными значениями плотности для широко распространенных элементов. Одно из таких сопоставлений воспроизведено на рис. 7.1 с добавлением кривых зависимости плотности от полученного из наблюдений сейсмического параметра ϕ (см. дополнение 7.2.) для мантии и ядра Земли. Сравнение этих данных показывает, что мантийная кривая оказывается вблизи кривых для алюминия и магния, что согласуется с составом мантии из магнезиальных и алюминиевых окислов и силикатов. В противоположность этому кривая для ядра сильно смещена в область, примыкающую к плотному и широко распространенному металлическому железу. Эта корреляция — один из сильных доводов в пользу того, что жидкое ядро должно состоять из железа, возможно с примесью кремния или серы*.

* В 1952 г. проф. Берч сделал такой комментарий: «Неосмотрительных читателей следует предупредить о том, что в применении к глубоким недрам Земли обычный язык претерпевает модификацию с превращением в форму высокого давления; вот несколько примеров эквивалентов:

<i>Форма высокого давления</i>	<i>Обычное значение</i>
определенный	сомнительный
несомненно	возможно
положительное доказательство	слабый намек
неопровержимый довод	тривиальное возражение
чистое железо	неопределенная смесь всех элементов.»

Дополнение 7.2. Вычисление плотности в однородной области земных недр

В твердых частях Земли имеется соотношение между плотностью ρ и модулями k и μ (см. дополнение 2.2), с одной стороны, и скоростями волн P и S (α и β)—с другой:

$$\mu/\rho = \beta^2 \quad (1)$$

и
$$k/\rho = \alpha^2 - (4/3)\beta^2 = \phi. \quad (2)$$

Здесь греческой буквой ϕ обозначен сейсмический параметр.

Согласно весьма точному допущению о гидростатическом давлении p в Земле, увеличение давления dp , обусловленное изменением радиуса dr , выражается формулой

$$dp = -\rho g dr, \quad (3)$$

где ρ и g —плотность и ускорение силы тяжести при радиусе r .

По определению модуля сжатия k представляет собой отношение приращения давления к величине возникшего при этом сжатия (если предположить, что количества тепла и вещества остаются без изменений), т. е.

$$k = \rho \frac{dp}{d\rho}. \quad (4)$$

Из (2)–(4) мы получаем

$$\frac{dp}{dr} = -\frac{\rho g}{\phi}. \quad (5)$$

Это уравнение носит имена американских физиков Адамса и Вильямсона, которые в 1923 г. применили его к Земле.

Но, как следует из дополнения 1.1, сила тяжести при радиусе r определяется по формуле

$$g = Gm/r^2, \quad (6)$$

где m —масса области Земли, заключенной внутри сферы радиуса r .

Если из сейсмологических данных известно ϕ , то, решив уравнения (5) и (6), можно найти плотность ρ как функцию радиуса r .

Другой примечательный вывод, касающийся ядра и сделанный на основе данных по скоростям сейсмических волн, состоит в том, что внутреннее ядро твердое. Аргумент, впервые выдвинутый в 1953 г. Булленом, оригинален и прост. Данные наблюдений показывают, что скорость α сейсмических P -волн резко возрастает на границе с внутренним ядром с 10,2 до 10,9 км/с, т. е. на 6%. Следовательно, α^2 изменяется скачком примерно на 10%. Но из уравнения (2), приведенного в допол-

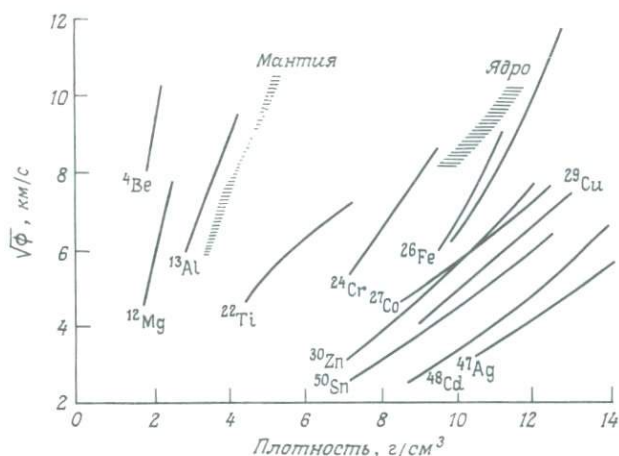


Рис. 7.1. Зависимость параметра ϕ от плотности для некоторых химических элементов, вещества мантии и вещества ядра (по Берчу [24]).

нении 7.2, мы знаем, что в жидкости (модуль сдвига равен нулю) α прямо пропорционально модулю сжатия k и обратно пропорционально плотности ρ . Поскольку на такой огромной глубине практически невозможно, чтобы плотность *уменьшалась* с увеличением глубины, логика подсказывает нам, что возрастание α^2 означает резкое увеличение, по крайней мере на 10%, модуля сжатия. Однако это противоречит другим физическим данным, по которым для тех материалов, из которых, по всей вероятности, может состоять ядро, при исключительно высоких давлениях, существующих в ядре, k изменяется очень мало. К счастью, это противоречие легко разрешается, если предположить, что внутреннее ядро в противоположность внешнему имеет конечное значение модуля сдвига μ . Тогда мы подставляем μ в выражение для α в дополнении 7.2 и вычисляем его значение. Значения модуля сдвига внутреннего ядра оказываются близки к значениям в земной литосфере.

Внимательный читатель сможет сделать из этого один захватывающий вывод. Если внутреннее ядро твердое, то через него будут проходить как P -, так и S -волны. Поэтому в наблюдениях мы должны встречать не только волны $PKIKP$, но и $PKJKP$, где J – участок траектории поперечной волны, проходимый во внутреннем ядре. По ряду причин, в том числе сильному затуханию волн, распространяющихся, вероятно, во внутреннем ядре (дополнение 6.2), энергия, заключенная в $PKJKP$, на два-три порядка величины меньше, чем в $PKIKP$. И несмотря на многочисленные специальные поиски на сейсмограммах, эта важнейшая волна не была с уверенностью обнаружена, хотя в 1972 г. Джулиан, Дэвис и Шеппард, работавшие тогда в Массачусетском технологическом институте, выделили некоторые НСВ на записях приборов группы LASA, которые можно было считать кандидатами. Поиск фазы $PKJKP$ остается одной из самых захватывающих задач во всей сейсмологии.

Плотности, основанные на амплитудах отраженных волн

В гл. 4 и 5 мы видели прекрасные отражения, которые эхо волн землетрясений образует от резких границ раздела внутри Земли. Некоторые из этих отраженных волн пришли из земной коры (рис. 4.2), из верхней мантии (рис. 4.4), от внешней поверхности ядра (рис. 4.6 и 5.2), а некоторые — от границы внутреннего ядра (рис. 4.9). Мы рассмотрели, каким образом, подобно эхолотированию на море, по временам пробега этих волн можно оценить с довольно большой точностью глубину отражающей поверхности. Кроме того, мы видели, что полное время пробега волны до отражающей границы и обратно накладывает весьма серьезные ограничения на значения средних скоростей, с которыми волны P и S могут распространяться в земной коре, мантии и ядре.

Однако еще более полезными могут быть отраженные волны, если рассматривать не одни только наблюдаемые времена пробега. Как можно было ожидать, ценную новую информацию может дать нам сравнение относительных амплитуд отраженных волн землетрясений при использовании некоторых правдоподобных допущений. В частности, амплитуды отраженных волн позволяют оценить плотность пород в верхней части внутреннего ядра Земли.

После того как в 1968 г. стало ясно, что 125-километровая группа сейсмических станций LASA в шт. Монтана выявила волны фазы $PKiKP$, отразившиеся под очень малыми углами от границы внутреннего ядра (см. гл. 4), я стал обдумывать, какие выводы можно сделать из этих измерений. В частности, у меня на столе лежали сейсмограммы с прекрасными записями сейсмографами LASA волн PcP и $PKiKP$ (рис. 7.2, а) от подземного ядерного взрыва Фолтлис, произведенного в шт. Невада, всего в 11° от группы LASA. Я спросил себя: что можно сказать о различии в физической природе внешнего и внутреннего ядра на основании измерений интенсивности этих отраженных волн?

Чтобы найти ответ, вспомним, что сила звуковой или световой волны, отраженной от границы раздела двух жидкостей, например, в наибольшей мере зависит от того, насколько велико различие этих двух жидкостей по их физическим свойствам. Если имеется заметное несоответствие, как, например, между воздухом и водой, отражение будет интенсивным; если несоответствие свойств невелико, такое как между нефтью и водой, доля отраженной энергии будет меньшей. Таким же образом и амплитуды сейсмических волн, отражающихся от поверхности ядра, например PcP или $PKiKP$ (рис. 7.2), будут зависеть от различий в упругих свойствах, в том числе плотности. Однако мы должны быть осторожны, так как в отличие от звуковых и световых волн падающая волна типа P в твердом веществе порождает отраженные и преломленные как P -, так и SV -волны (см. дополнение 2.1). И даже не выписывая в явном виде математические формулы, ясно, что амплитуды и отраженных, и преломленных волн будут функциями скоростей

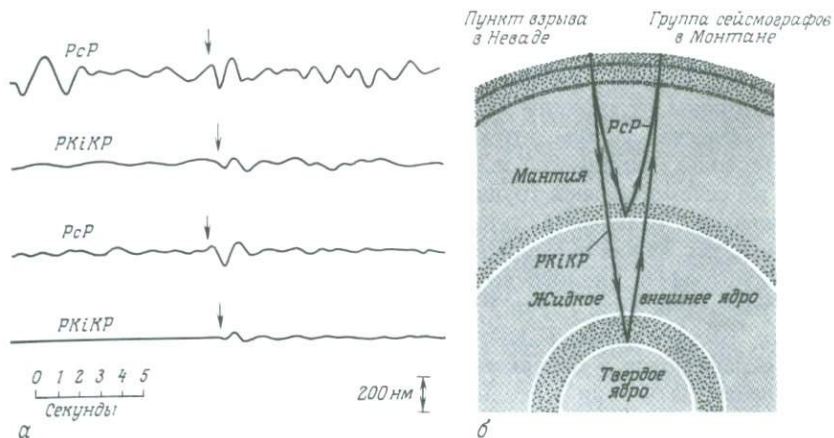


Рис. 7.2. а – записи сейсмографами LASA волн от подземного ядерного взрыва, произведенного в Неваде 19 января 1968 г. Время растёт слева направо. Вертикальный масштаб отражает величину смещения почвы (200 нм – это лишь половина длины волны, соответствующей фиолетовому свету). б – отражения PcP от внешнего ядра. Пути этих волн наиболее близки к вертикальному распространению из всех, о которых когда-либо сообщалось. Угловое расстояние между пунктом взрыва и приемной станцией составило всего лишь 11° . Сигналы $PKiKP$ – эхо от твердого внутреннего ядра (по Болту [26]).

P - и S -волн и плотностей пород по обе стороны от границы раздела. Поэтому в общем для того, чтобы использовать измерения амплитуд, мы уже должны знать множество параметров, чтобы найти еще один.

Однако ситуация значительно упрощается, если сейсмический P -луч проходит через мантию почти по вертикали, как это было при распространении фаз PcP и $PKiKP$ от взрыва Фолтлис до сейсмографов LASA. В этом случае расстояние между источником и приемником настолько мало, что угол падения на обе границы внешнего ядра составляет менее 5° . Это значит, что падающая волна PcP создает очень слабое движение в направлении вдоль границы между мантией и ядром и, следовательно, там мало движение, соответствующее S -волне. В любом случае, поскольку внешнее ядро жидкое, S -волны не смогут проникать в оболочку E . В такой упрощенной ситуации коэффициент отражения волн PcP , круто падающих на границу раздела мантии и ядра, пропорционален некоторому члену, который зависит только от скоростей P -волн по обе стороны от границы и плотностей этих сред. Аналогичным образом коэффициент отражения от границы внутреннего ядра не зависит от скорости S -волн (и, следовательно, модуля сдвига; см. дополнение 2.2), которая равна нулю в оболочке F и недостаточно хорошо известна для внутреннего ядра (оболочка G).

Поразмыслив таким образом, я понял, что если допустить, что коэффициент отражения на границе между мантией и ядром приблизительно

известен из независимых предшествующих исследований (допустимое предположение в 1970 г.), то отношение наблюдаемых амплитуд волн PcP к $PKiKP$ на рис. 7.2 должно зависеть от относительных плотностей по обе стороны от границы внутреннего ядра.

Дело облегчалось тем, что отпало несколько других трудных проблем. Поскольку волны PcP и $PKiKP$ были зарегистрированы одними и теми же сейсмографами группы LASA, исчезали локальные эффекты, обусловленные различием лучевых траекторий под записывающими станциями, так же как и любое влияние со стороны самих регистрирующих сейсмографов. Аналогично этому, как ясно видно из рис. 7.2, б, лучевые траектории волн PcP и $PKiKP$ почти идентичны в мантии. В результате, распространяясь вдоль двух участков пути в мантии, эти волны ослабляются в одинаковой степени вследствие геометрического расхождения, затухания и неоднородностей в строении мантии. Теперь у нас остаются два участка пути, соответствующие звену K во внешнем ядре. Поскольку они не компенсируются сопровождающими звеньями волны PcP , нужно сделать некоторое допущение в отношении уменьшения амплитуд, претерпеваемого волной $PKiKP$ на участках K из-за добавочного расхождения энергии и затухания в ядре. Оценка величины геометрического расхождения не представляет больших затруднений, так как зависит от известной скорости P -волн и геометрии ядра. Кроме того, удачно, что в веществе внешнего ядра очень мало затухают P -волны высоких частот. (Этот интересный результат уже рассматривался отдельно в гл. 4 и 6.)

Здесь мы допускаем, что нам уже известны из независимых сейсмологических методов обращения значения скоростей P -волн по обе стороны границы внутреннего ядра. (Множество оценок этих величин было сделано задолго до исследований фазы $PKiKP$ — см. рис. 7.3.) Учитывая это последнее допущение, у нас остается неизвестным параметром только отношение плотностей на границе внутреннего ядра.

На этом этапе мы стали работать вместе с А. Камаром. Вначале мы рассчитали график, показывающий изменение отношения амплитуд волн $PKiKP$ и PcP на земной поверхности при различных отношениях плотностей на границе внутреннего ядра. Мы получили серию кривых — по одной для каждого принятого значения затухания в ядре и принятых свойств на границе между мантией и ядром. По мере того как вычисления приближались к концу, наше возбуждение росло. Наиболее вероятные значения при сравнении с наблюдаемыми амплитудами на рис. 7.2 дают отношение плотностей около 0,87. Если эту величину разделить на известное значение плотности в основании внешнего ядра $12,3 \text{ г/см}^3$, то получится плотность в кровле внутреннего ядра $14,0 \text{ г/см}^3$.

Правдоподобно ли такое значение? Прежде всего оно вполне укладывалось в рамки независимых оценок, сделанных при более общей аргументации другими исследователями. По ряду причин, на которых мы не будем останавливаться, оценку 14 г/см^3 следует рассматривать как верхний предел, хотя всего за несколько лет до этого серьезно обсуждались такие значения плотности в центре Земли, как 18 г/см^3 . Нако-

нец, это значение плотности согласовалось с результатами «ударноволновых» экспериментов на железе, которые производились в лабораториях, специализирующихся на экспериментах по воздействию сверхвысоких давлений на различные материалы. Данные этих лабораторных экспериментов позволили предположить, что при огромных давлениях, существующих в центре Земли, железо имеет плотность, близкую к 13 г/см^3 .

Действительно, нельзя не испытывать огромного удовлетворения, если с помощью простых измерений на сейсмограммах в стенах лаборатории, т.е. отсчитывая по линейке величину амплитуд волн, прошедших через земное ядро и показанных на рис. 7.2, можно сказать кое-что о плотности пород в самой отдаленной части Земли. Мы никогда не сможем получить образцы пород с этих глубин, принести их в лабораторию и взвесить, и все же зонды в виде землетрясений, оказывается, позволяют удовлетворить нашу любознательность в отношении их природы.

Плотности, основанные на собственных колебаниях Земли

В гл. 6 мы предупреждали, что измерения периодов колебаний Земли дадут информацию о физических свойствах ее недр. Точно так же, как высота звона колокола зависит от его упругих свойств и плотности, так и после сильнейшего землетрясения колокол-Земля звонит, сообщая геофизикам сведения о свойствах своих недр.

Необходимые способы нахождения плотности в земных недрах, основанные на измеренных значениях очень длинных периодов резонансных мод T и S , которые были описаны в гл. 6, были разработаны только после бурного успеха в начале 1960-х годов, когда эти моды были впервые выделены и измерены. Вначале пользовались простым сравнением между теоретическими периодами, вычисленными для принятых в данное время моделей, и наблюдаемыми периодами собственных колебаний Земли. Исследователи в то время имели все основания быть довольными, что распределения плотности и упругих параметров, полученные независимыми методами (например, с использованием времен пробега короткопериодных волн P и S), предсказывали значения периодов, которые в пределах 1% совпадали с наблюдаемыми. Мы были явно на правильном пути.

Однако требования к более точным значениям плотности и других неизвестных параметров земных недр вскоре повысились, и в геофизике появилось множество новых, конкурирующих друг с другом моделей Земли. Многие из предложенных моделей вскоре потерпели крах, главным образом из-за того, что благодаря новым крупным землетрясениям (например, уже упоминавшемуся катастрофическому землетрясению страстной пятницы на Аляске в 1964 г.) были получены более по-

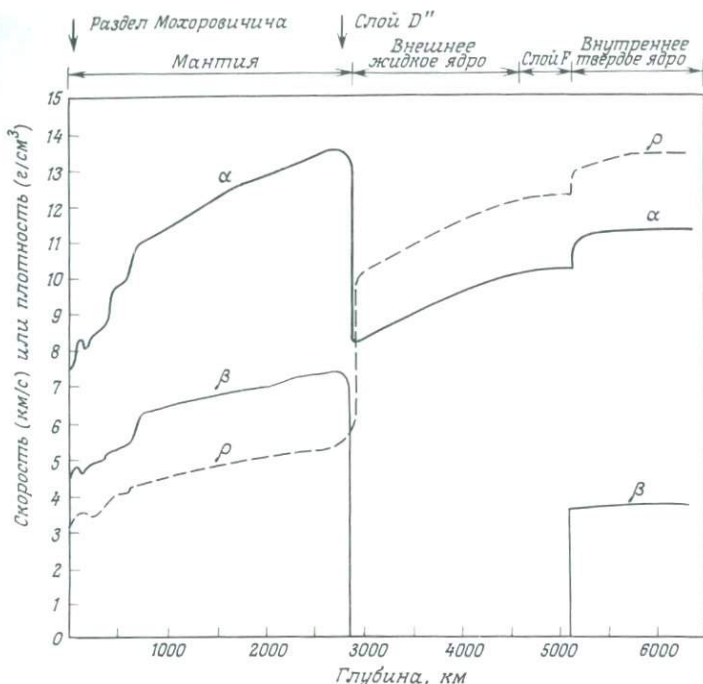


Рис. 7.3. Рассчитанная на ЭВМ в Калифорнийском университете (Беркли) сейсмологическая усредненная модель Земли CAL 6. Эта модель, построенная с учетом сейсмологической информации, имевшейся в 1978 г., определена тремя кривыми. Последние характеризуют вариации по глубине плотности ρ , средней скорости P -волн α и средней скорости S -волн β . Поскольку S -волны не могут распространяться в жидкостях, кривая β прерывается на поверхности внешнего ядра. Однако энергия S -волн может пройти через жидкое ядро в виде P -волн и затем, снова преобразовавшись в S -волны, распространяться во внутреннем твердом ядре.

льные, а иногда и более точные наблюдательные данные о высоте звука (частоте) колебаний Земли. В дальнейшем в 70-х годах возник более фундаментальный вопрос: какой детальности можно в конце концов достичь в разгадывании тайн земных недр, а также какой точностью и каким диапазоном периодов собственных колебаний должны характеризоваться наблюдения, чтобы обеспечить получение оптимальной информации? Именно об этих крупных проблемах мы говорили в гл. 1, когда сопоставляли друг с другом «прямые» и «обратные» задачи, и, быть может, на данном этапе было бы полезно перечитать приведенные там рассуждения, имея в виду рассматриваемую здесь проблему.

Мы можем, не используя специальной терминологии, дать элементарное описание методики, которой следуют в настоящее время для уточнения кривых изменения плотности внутри нашей планеты. Исходной точкой служит некоторая имеющаяся модель Земли, которая, по

нашему мнению, является правдоподобной. Подобная модель определена на рис. 7.3. в виде трех простых кривых, показывающих зависимость от глубины трех кардинальных параметров: скорости P -волн α , скорости S -волн β и плотности ρ . Эта модель Земли, названная CAL6, была рассчитана в конце 70-х годов моими студентами и мной в Калифорнийском университете в Беркли с учетом доступной тогда сейсмологической информации. Заметим, что форма кривых отражает главные сейсмологические особенности строения Земли. В целом имеются нерегулярности строения в верхней мантии (соответствующие «низкоскоростному слою» Гутенберга и разрывам непрерывности на глубинах 400 и 650 км), уменьшения скоростей в основании мантии (области D'') и, конечно, резкие скачки скоростей на границах ядра.

Следующий шаг состоит в том, чтобы теоретически рассчитать периоды собственных колебаний для основной и высших мод T и S , соответствующие принятой модели (в данном случае модели CAL 6). Затем мы вычитаем их из значений, полученных по данным наблюдений. Поскольку CAL 6 не является точной копией Земли, у нас получается перечень не нулей, а малых чисел, называемых «невязками». В этих невязках заключен ключ к дальнейшему прогрессу, и стратегия наших последующих действий заключается в изменении принятой модели CAL 6 с тем, чтобы сделать невязки как можно более маленькими.

Одну из попыток уменьшить разности между наблюдательными и рассчитанными периодами иллюстрирует рис. 7.4. Здесь для того, чтобы улучшить согласие между наблюдениями и теорией, во все три

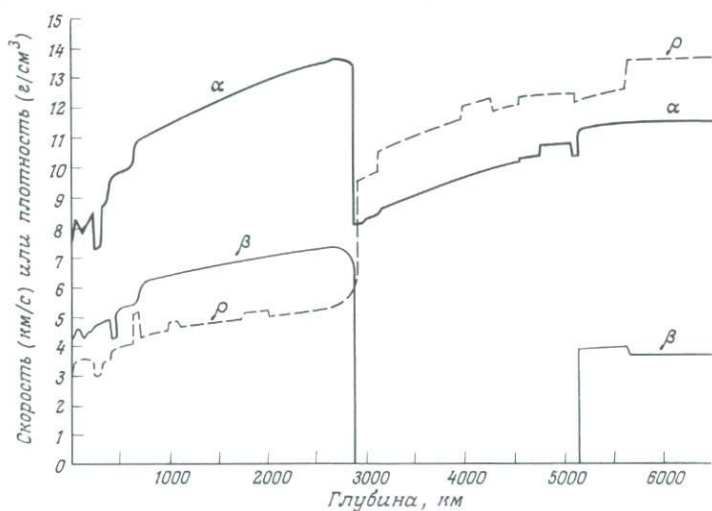


Рис. 7.4. Смещения, найденные с помощью ЭВМ и введенные в кривые скоростей и плотности с целью достичь лучшего согласия между наблюдаемыми частотами резонансных колебаний Земли и частотами, вычисленными на основе исходной модели.

кривые введены небольшие смещения (величина которых вычислена на ЭВМ). Большинство этих пробных смещений на рис. 7.4 имеет вид резких выступов и весьма неправдоподобно (так как с ними должны быть связаны отраженные сейсмические волны, которые не наблюдаются в действительности). Но они по крайней мере дают представление о величине возмущений, которые надо внести в модель, чтобы свести невязки к нулю.

Многочисленные пересмотры модели проводились в последние несколько лет и продолжают по сей день. Вероятно, мы никогда не увидим *окончательного* решения задачи, поскольку все время поступают новые данные. Однако на определенном этапе согласие может быть достаточно близким, чтобы имело смысл принять некоторую опорную модель Земли, по-видимому, путем международного соглашения. Физики, химики и астрономы смогут затем использовать этот эталон как основу для своих расчетов. В табл. 3–5 приложения перечислены значения плотности и упругих параметров для недавно предложенной опорной модели PREM, а также соответствующие значения для модели CAL 8, представляющей собой более поздний (1981 г.), усовершенствованный вариант CAL 6. Эти модели стали более реалистичными благодаря включению в них важнейших структурных деталей, выявленных с помощью землетрясений, и даже эффектов неупругости, демпфирующих собственные колебания (см. дополнение 6.2). Небольшие различия между приведенными значениями указывают на степень неопределенности, которая еще существует в имеющихся сведениях о глубоких недрах. В общем расхождения весьма малы.

Прежде чем оставить проблему плотности вещества в Земле, важно установить, как именно нужно интерпретировать значения, приведенные на рис. 7.3 и в табл. 4 приложения. Было бы неверно, если бы у читателя сложилось впечатление, что плотность на любой глубине можно найти, просто снимая значение с кривой на рис. 7.3. В действительности, проводя такие простые кривые, мы были вынуждены исказить реальную ситуацию. Посмотрим еще раз. У нас имеется конечное число наблюдений периодов резонансных колебаний (сейчас около 500). Однако кривая плотности на рис. 7.3 отображена *бесконечным* числом точек.

Таким образом, можно видеть, что, если дано конечное число наблюдений, мы никогда не можем определить каждое отдельное значение плотности в точке на кривой. Вычерчивая пером гладкие кривые, мы создаем усредненные значения по интервалам глубины. Такие сглаженные значения мы и привели в табл. 4 приложения против некоторого определенного значения глубины, тогда как надо было бы приводить их как усредненные значения для некоторой оболочки, имеющей какую-то толщину. Выполненная совсем недавно моим коллегой Р. А. Урхаммером и мною работа на модели CAL 8 показывает, что, если мы хотим в жидком ядре Земли оценить значения плотности с погрешностью не более 1 %, мы должны рассматривать это значение как осредненное по оболочке толщиной 250 км. В этом свете при всех графиках и таблицах должно иметься примечание: «Предупреждение: все точечные значе-

ния могут быть опасны для вашей работы». Но, конечно, если мы понимаем, что представляют собой кривые плотности, мы сможем действовать с должной осторожностью.

Температуры

Как узнать, насколько горяча Земля? Опять-таки изучение сейсмических волн, проникающих во внутренние области Земли, в сочетании с лабораторными экспериментами по нагреванию горных пород многое рассказывает нам о том, как изменяется температура внутри нашей планеты. Большую роль в установлении соотношений между параметрами землетрясений, плотностью и температурой сыграли работы Ф. Берча из Гарвардского университета и Дж. Ферхугена из Калифорнийского университета в Беркли.

В прошлом столетии было выяснено, что в шахтах и скважинах температура возрастает с глубиной. Но даже в самых глубоких скважинах мы имеем возможность наблюдать лишь несколько верхних километров земного шара и по праву можем сомневаться в возможности экстраполяции наблюдаемого увеличения температуры на гораздо более глубокие недра.

В последние годы было выполнено множество геофизических экспериментов по измерению количества тепла, протекающего через поверхностные горные породы во многих континентальных и океанических областях. В настоящее время произведено более 5000 измерений теплового потока по всему земному шару, хотя географическое распределение точек измерений еще неравномерно. Тепловой поток не измеряется непосредственно, а вычисляется по градиенту температуры и величине теплопроводности пород. При проведении измерений в океанах в мягкие осадки вводят длинный тяжелый цилиндр и температуры измеряют с интервалами вдоль цилиндра с помощью установленных на нем электрических термометров. На континентах в горных породах бурят скважины (или используют имеющиеся шахты) и термометры размещают на разных уровнях. Нужно знать также удельную теплопроводность пород, поэтому образцы осадков или скальных пород обычно привозят в лабораторию для измерений.

Значения теплового потока, как правило, велики в вулканических и геотермальных областях и уменьшаются по мере увеличения возраста океанического дна; отмечается также уменьшение теплового потока с увеличением возраста геологической провинции на континентах. В целом наблюдаемые значения теплового потока изменяются в пределах от 20 до 120 мВт/м² (см. приложение) при среднем значении по всей поверхности Земли около 60 мВт*, и большинство полученных значений отличается от среднего не более чем на 30%. Хотя характер распределения значений теплового потока различен в континентальных и океани-

* Если использовать широко распространенное, но более старое обозначение, то это будет $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с) (см. табл. 1 в приложении).

ческих регионах, наиболее часто наблюдаемые значения одни и те же для океанов и континентов; однако реальная величина теплового потока в любом месте может быть замаскирована вследствие циркуляции воды через породы земной коры.

Каковы источники тепла Земли, которое выделяется из земной поверхности и теряется в космическом пространстве? Два главных источника, которые, несомненно, играют важнейшую роль, — это запас тепла, оставшегося со времен раннего расплавленного состояния Земли, и тепло, образующееся при распаде радиоактивных элементов в горных породах. Если внутри Земли радиоактивные вещества содержатся в таких же пропорциях, как и в горных породах, широко распространенных на поверхности (таких, как граниты), то в результате радиоактивного распада будет выделяться больше тепла, чем теряться с земной поверхности, температура в недрах будет расти и мантия Земли будет находиться не в твердом, а в жидком состоянии. (Однако имеются указания на то, что радиоактивные вещества сосредоточены главным образом в породах земной коры.)

Можно проводить экстраполяцию в глубь Земли, используя упомянутые значения теплового потока. Предполагая, что характеристики переноса тепла в горных породах земной коры известны (в том числе количество тепла, генерируемое в коре радиоактивностью), мы находим, что в подошве коры на глубинах 30–50 км температура составляет величину между 500 и 800°C. (Температуры, достигаемые в доменных печах и изливающихся магмах, обычно лежат между 1000 и 1500°C.) От этой приповерхностной оценки мы начнем наше путешествие вглубь и попытаемся установить, как меняется температура с глубиной.

Здесь необходимо сказать несколько слов о способах передачи тепла. Мы часто употребляем такие выражения, как «тепло течет», «тепло просачивается», «температура поднимается и понижается», подразумевая перенос тепловой энергии из одного места в другое за конечный промежуток времени. Точнее говоря, тепловая энергия может передаваться тремя способами: теплопроводностью, конвекцией и излучением. Все эти процессы могут происходить глубоко в недрах планеты независимо друг от друга или в различных сочетаниях.

Теплопроводность — наиболее распространенный способ переноса тепла в природе. Посредством этого процесса тепловая энергия передается в нагретом веществе от более горячих участков к более холодным путем изменения кинетической энергии молекул. Разные материалы на Земле отличаются по своей удельной теплопроводности. Одни твердые тела, например металлы, являются довольно хорошими проводниками тепла, тогда как другие, называемые изоляторами, — относительно плохие проводники. Теплопроводность — обычно очень медленный процесс, какой бы ни была точная величина удельной теплопроводности слагающих Землю материалов. В теле таких больших размеров, как Земля, перенос тепла путем теплопроводности через все недра должен занять много миллиардов лет.

Гораздо более эффективным способом переноса тепла из одного ме-

ста в другое является *конвекция*. В этом процессе происходит механическое перемещение объема нагретого материала. Конвекция широко распространена в жидкостях благодаря действию выталкивающей силы. Так, в стоящей на огне кастрюле с горячим супом суп у дна расширяется, становится менее плотным и поднимается вверх, образуя восходящее течение к поверхности. Остывая из-за соприкосновения с воздухом, суп здесь становится плотнее и опускается под действием силы тяжести — образуются конвективные ячейки. Однако, если суп густой, его вязкость стремится помешать подъему более легкой и опусканию более холодной жидкости. В этом случае суп у дна кастрюли все более разогревается, пока не образуется пар или суп не подгорит.

В случае Земли единственные крупные области, которые являются жидкими в обычном смысле, — это внешнее ядро и океаны. Конвекционные течения в океане — обычное дело, а если найденные нами температурный режим и значения вязкостей верны, то конвекция происходит также и в жидком ядре. Кроме того, согласно косвенным признакам, *медленная* конвекция горных пород (по-видимому, со скоростью несколько сантиметров в год) происходит на протяжении длительного геологического времени в мантии. На протяжении коротких интервалов времени можно считать, что породы коры и мантии ведут себя как твердые и жесткие тела, т. е. волны *S* могут распространяться через них. Но если действие сил продолжается в течение очень долгого времени, то породы будут течь. Например, путешествуя в поле, геологи и археологи могут показать вам обнажающиеся породы и древние монументы, которые были деформированы медленным течением (без разрушения) под действием гравитационных и тектонических сил. В отличие от аналогии с супом породы мантии не только подогреваются снизу, но и содержат радиоактивные источники тепла внутри самих себя. Поэтому, действуя на протяжении многих геологических эпох, силы плавучести, обусловленные тепловым расширением пород, создают медленную тепловую конвекцию. В одних моделях мантийных течений конвективные ячейки протягиваются от кровли мантии вплоть до границы ядра на глубине порядка 2900 км; в других моделях крупномасштабная конвекция ограничивается в среднем верхними 700 км мантии (глубина самых глубоких землетрясений).

В третьем способе передачи тепла от высокотемпературного источника к области с более низкой температурой не происходит ни переноса вещества путем конвекции, ни теплопроводности. Здесь тепловая энергия распространяется посредством *излучения* так же, как, например, ощущаемое нами инфракрасное тепловое излучение от Солнца. В глубоких недрах Земли температуры, вероятно, достаточно высоки, чтобы какое-то количество тепла излучалось с больших глубин в направлении более холодной земной коры, но доля тепла, передаваемого таким путем, меньше, чем переносится теплопроводностью, и определенно меньше, чем может быть перенесено конвекцией.

Вернемся теперь к сейсмологическим данным о температуре. Поскольку сейсмические поперечные волны распространяются через ман-

тию, мы можем из этого заключить, что, если не считать отдельных ограниченных зон (которые могут находиться, например, вблизи вулканов), породы не расплавлены (по крайней мере в малых масштабах времени). В настоящее время выполнено множество лабораторных работ на горных породах в диапазоне тех высоких температур и давлений, которые существуют в *верхней* мантии, и кое-что стало известно о воздействии давления на их температуру плавления. На основе этих температур и сейсмических данных об отсутствии крупномасштабного плавления представляется маловероятным, чтобы на глубине 100 км температура превышала 1200°C или что в подошве мантии она более 5000°C (см. рис. 7.5).

Несколько больше гипотез можно выдвинуть в отношении верхней мантии. Во многих районах, как говорилось в предыдущих разделах, согласно сейсмологическим данным, на глубинах порядка 80 км скорость *S*-, а возможно, и *P*-волн уменьшается на протяжении интервала глубин 50–100 км (см. рис. 7.3). Этот «низкоскоростной слой», располагающийся ниже литосферы, совпадает с астеносферой, которую мы рассматривали в гл. 4. Одно из толкований этой оболочки с ее низкими скоростями поперечных волн состоит в том, что температура в ней достаточно высока, в результате чего уменьшена жесткость пород. Возможно, породы частично, но не совсем расплавлены.

Некоторые исследователи старались выяснить толщину литосферы, основываясь на идее частичного плавления астеносферы и глобальных измерениях теплового потока. Согласно их рассуждениям, глубина подошвы литосферы в любой точке может определяться той глубиной, на которой найденная кривая зависимости температуры от глубины пересекает рассчитанную кривую плавления для пород мантии. Когда провели такую корреляцию, то удалось установить, что литосфера наиболее тонка вдоль океанических хребтов, где ее толщина равна всего лишь около 5 км. Интересно, что, как показывает эта корреляция, мощность литосферы возрастает до более чем 100 км под наиболее древними океаническими впадинами и до нескольких сотен километров под древними континентальными щитами. Все эти оценки по меньшей мере правдоподобны и находятся в согласии с сейсмологическими данными о строении, например с теми, которые были рассмотрены Джорданом (гл. 5) на основе наблюдения волн от землетрясений. Если нижняя граница литосферы действительно совпадает с глубиной начала плавления, то истинная температура, вероятно, лежит в пределах между 900 и 1400°C. Под континентами для литосферы мощностью 200 км получим температуру в подошве около 1200°C.

Эта оценка неожиданно получила независимое подтверждение со стороны свойств фрагментов мантийных пород, обнаруженных на континентах в так называемых кимберлитовых трубках, например в Южной Африке в районе добычи алмазов Кимберли. Эти фрагменты вещества мантии должны были достичь состояния равновесия при давлении, соответствующем глубине около 180 км, и при температуре около 1200°C.

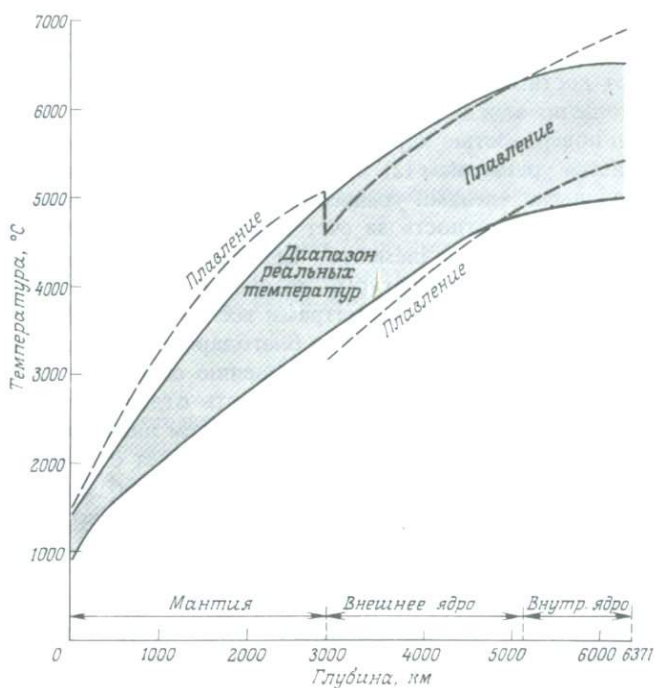


Рис. 7.5. Диапазон оценок температур внутри Земли. В настоящее время неопределенность весьма велика. Приняв ту или иную конкретную оценку, мы тем самым делаем прогнозы в отношении плавления вещества в земных недрах.

Рис. 7.5 представляет собой смелую попытку проследить диапазон возможных температур от поверхности до центра Земли. При существующих в настоящее время неопределенностях, по-видимому, самое лучшее — это показать некоторый интервал правдоподобных значений, ограниченный сплошными линиями на рисунке; реальная температура на любой глубине с большой вероятностью находится где-то между ними. На верхней границе мантии мы имеем узкий диапазон вблизи 1200°C, а в ее основании имеется широкий разброс значений между 3500 и 5000°C. Верхний предел ограничен необходимостью сохранить истинную температуру ниже теоретической кривой (показанной штриховой линией), дающей значение температуры плавления вещества на заданной глубине. Положение нижней граничной кривой определить труднее, но предполагать, каково оно должно быть, позволяет относительно низкая скорость возрастания температуры, согласующаяся с крупными конвективными ячейками, охватывающими мантию и эффективно выносящими тепло наружу.

Любопытная переходная область D'' (см. рис. 4.3), которая рассма-

тривалась в гл. 5, по-видимому, полна информации о тепловых изменениях в Земле. Любое уменьшение скоростей P - и S -волн (см. рис. 7.3) здесь может достигаться путем установления некоторого компромиссного соотношения между плотностью и температурой пород непосредственно над поверхностью ядра. Количественно форма этого соотношения выражается уравнением (2), приведенным в дополнении 7.3. Баланс между различными членами уравнения означает, что в области D'' может увеличиваться плотность за счет примешивания к обычным мантийным породам тяжелых элементов типа железа или же в ней возможен быстрый рост температуры, компенсирующий влияние более тяжелых элементов. Между параметрами всегда происходит своего рода состязание. Увеличение плотности благодаря изменению химического состава будет соответствовать уменьшению скоростей сейсмических волн при увеличении температуры. Разделить отдельные эффекты подобных изменений довольно трудно, и мы можем лишь сказать, что вероятное уменьшение скоростей в оболочке D'' может означать дополнительный рост плотности на несколько процентов либо дополнительный рост температуры на несколько сотен градусов (либо, возможно, некоторое сочетание того и другого) по сравнению с нормальным возрастаянием этих параметров в вышележащей области мантии.

Земное ядро находится столь далеко, что для оценки в нем температуры можно использовать лишь самые общие аргументы из области фундаментальных законов физики. Из сейсмологических наблюдений (гл. 4) следует, что внешнее ядро жидкое, а внутреннее, вероятно, твердое. Как видно по вступлениям отраженных волн $PKiKP$ и $PKIIKP$, о которых говорилось раньше (см. рис. 4.9, 5.9 и 7.2), граница между внешним и внутренним ядром является резкой. Мы знаем также, что, исходя из амплитуд прошедших через ядро фаз типа $PKKKKKKKP$ (см. рис. 4.5), затухание волн во внешнем ядре ничтожно мало, тогда как анализ амплитуд таких волн, как $PKiKP$ и $PKIIKP$ (см. рис. 4.9), показывает, что во внутреннем ядре затухание весьма значительно. Поэтому возникает предположение, что, хотя внутреннее ядро и твердое, его состояние близко к плавлению.

На рис. 7.5 в той части, которая соответствует ядру, штриховые кривые характеризуют правдоподобное, но найденное в основном умозрительным путем изменение температуры плавления для материала, состоящего главным образом из железа. Верхняя сплошная кривая для температуры проводилась так, чтобы сомкнуться с верхней граничной температурой в подошве мантии (5000°C) и проходить выше кривой плавления в области внешнего ядра и непосредственно под ней во внутреннем ядре. Согласно этой кривой, (максимальная) температура в центре Земли должна равняться 6500°C . Нижняя сплошная кривая в области ядра также проводилась, чтобы плавно соединиться с кривой минимальной возможной температуры в мантии. Во внутреннем ядре при ее проведении учитывались результаты расчетов, в которых оптимистично предполагалось, что плотность и давление в твердом внутреннем ядре (состоящем из чистого железа) хорошо известны. В целом же

Дополнение 7.3. Изменения относительно однородного состояния

Во внутренней оболочке Земли свойства пород в целом будут изменяться вследствие:

- а) изменений давления,
- б) изменений химического состава (неоднородности),
- в) изменений температуры.

Поэтому уравнение (5) дополнения 7.2 следует модифицировать, как было сделано Болтом в 1957 г. Поскольку в случаях (б) и (в) правая часть этого уравнения не будет равна левой, положим

$$\theta = -\frac{\phi}{\rho g} \frac{d\rho}{dr}, \quad (1)$$

где θ — индекс состояния.

При $\theta = 1$ среда однородна и адиабатична,

$\theta > 1$ в общем имеется дополнительный тяжелый материал,

$\theta < 1$ в общем имеется быстрый рост температуры или неустойчивость.

В 1963 г. Буллен показал, что

$$\theta = \eta - \alpha \tau / g, \quad (2)$$

где τ — дополнительный температурный градиент сверх адиабатических условий, α — коэффициент теплового расширения, а

$$\eta = \frac{1}{g} \frac{d\phi}{dr} + \frac{dk}{dp} \quad (\text{см. дополнение 7.2}). \quad (3)$$

диапазон температур, указанный на рис. 7.5, является ярким свидетельством разнообразных неопределенностей.

Поскольку в настоящее время представляется невозможным установить значения температур в мантии с погрешностью, меньшей чем 500°C , и в ядре с погрешностью, меньшей чем 1000°C , мы не можем быть особенно уверены в химическом составе глубоких недр Земли. Конечно, для того чтобы можно было проводить различные сравнения, остается проделать еще большую работу, касающуюся вопросов плавления и физического состояния горных пород и сплавов железа, которые, возможно, присутствуют на очень больших глубинах. Успех исследований в наибольшей степени зависит также от получения более точных сейсмологических оценок скорости и плотности, поскольку на любой глубине оказывается важнее всего знать не средние значения, а скорость изменения этих величин.

Сводка физических свойств недр Земли

Подведем теперь итог основных физических свойств, найденных для земных недр в XX столетии. Многие сейсмологические построения были блестящими научными достижениями, нередко результатом накопления и повторного изучения множества наблюдений. Сводка результатов в упрощенной форме представлена на рис. 7.6. Помните, однако, что конкретное значение, например, скорости поперечных волн или давления, взятое с рис. 7.6 для некоторой конкретной глубины, представляет собой усредненную оценку по интервалу глубин и что все существующие неопределенности не получили достаточного выражения в кривых, проведенных на этой схеме. Значение этой проблемы, одновременно обескураживающей и увлекающей, обсуждалось в гл. 1. Тем не менее результирующие кривые помогают наглядно представить изменения свойств в недрах нашей планеты; к тому же, за исключением разве что температуры, будущие исследования вряд ли изменят более чем на 5%

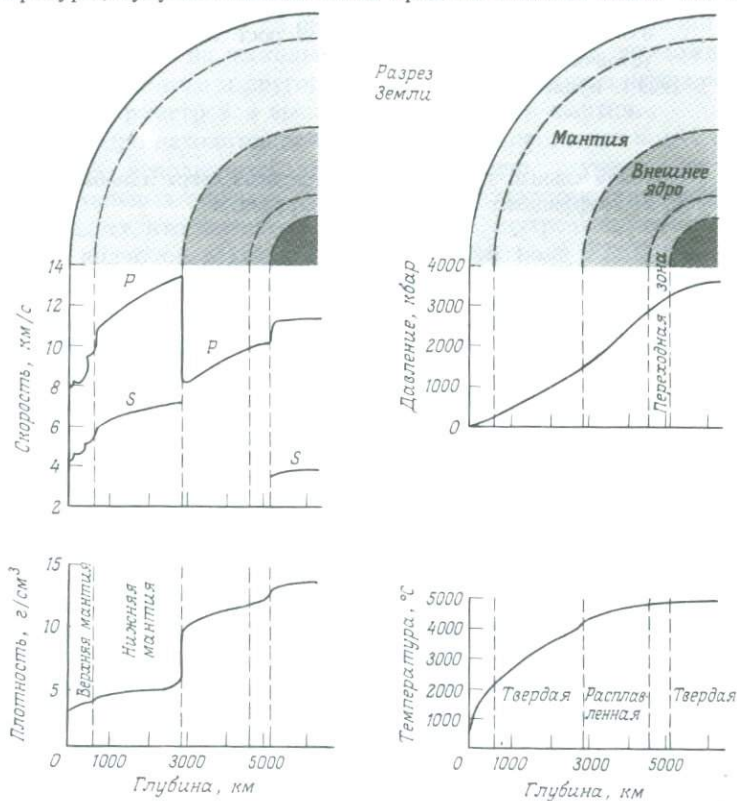


Рис. 7.6. Сводные кривые, демонстрирующие общий характер изменения скоростей сейсмических волн, плотности, давления и температуры в недрах Земли.

любое из значений, имеющихся на этих графиках. Более конкретные числовые данные для двух моделей скоростей сейсмических волн и плотностей приведены в табл. 3 и 4 приложения, а значения силы тяжести, давления и модулей упругости – там же в табл. 4 и 5.

В этой книге я пытался передать изящество и утонченность достижений сейсмологов в выяснении строения земных недр со времен Олдгема до наших дней. В предыдущих главах мы видели, как именно в нашем столетии различные измерения, выполненные на поверхности Земли, позволили определить физические характеристики ее недр. Построенные на их основе модели Земли дают нам довольно близкие оценки таких физических свойств, как плотность, давление и упругие модули, в центре планеты. Они позволяют производить расчеты, касающиеся реакции Земли на притяжение со стороны Солнца и Луны, изменения скорости вращения Земли и возмущения орбит искусственных спутников Земли. Кроме того, мы видели, что уже выполненная работа зависит от разумных упрощений и правдоподобных гипотез, а потому оставляет нерешенными некоторые фундаментальные вопросы.

Таким образом, в заключение следует сказать, что перспективы, развернутые перед нами Олдгемом в 1906 г., по словам которого использование сейсмографа позволит нам «заглянуть в Землю, как если бы мы смогли прорыть туннель через ее недра», все еще будоражат наше воображение. Хотя сейсмология уже вышла из начальной стадии развития и добилась многих триумфов, необходимы дальнейшие исследования с более совершенными средствами. *Caveat viator* (дорогу осилит идущий!).



Перри Байерли (1897–1978)

«На сейсмостанциях, расположенных на восточной стороне гор Сьерра-Невада, волны от землетрясений, происходящих на побережье, либо совсем не регистрируются, либо вступают с большим запаздыванием. Наиболее убедительное объяснение этому – корень более легких пород, погружающихся в мантию».

Глава 8

Упражнения и наглядные примеры

1. Как Олдгем на основе годографов, изображенных в дополнении 1.2, доказывал существование земного ядра? Путем сравнения с современным видом этих кривых (дополнение 3.2) покажите, что более поздние вступления, отвечающие верхней кривой (идентифицированные Олдгемом как S-волны, прошедшие сквозь ядро), в действительности являются отраженными SS-волнами, лучи которых лежат целиком в мантии.
2. Рассмотрите отклонение свинцового отвеса на расстоянии 1 км от пирамиды Хеопса (дополнение 1.1). Масса пирамиды оценивается в $5 \cdot 10^9$ кг. Подстановкой ее в уравнение (4) дополнения 1.1 рассчитайте угол отклонения θ . Возможно ли практически использовать пирамиду Хеопса для определения массы Земли?
3. Предположим, что в уравнении (4) дополнения 1.3 значение градиента p функции $T=f(\Delta)$ остается постоянным на интервале расстояний Δ . Смогли бы вы произвести интегрирование (4) на этом интервале и каким будет при этом вид функции скорости $V(r)$?
4. Рассмотрите характер ослабления поверхностных волн Лява с глубиной (дополнение 2.4). Могут ли возникнуть существенные (по сравнению с основной гармоникой волн Лява) первые высшие гармоники с периодом 30 с при землетрясении с глубиной очага 110 км? На какой глубине будут наблюдаться слабые волны Лява второй гармоники с периодом 30 с?

5. Напишите уравнение бегущей поверхностной сейсмической волны, перемещающейся вдоль оси x в отрицательном направлении и имеющей следующие параметры: амплитуда 0,5 см, период 2 с, длина волны 50 см (см. дополнение 1.5).
6. Если сильно ударить по клавише рояля в середине клавиатуры, а затем в момент отрыва пальца нажать педаль, то звучание этой ноты продолжается. Объясните это явление. Вызывают ли сильные землетрясения аналогичный эффект в Земле?
7. Основная частота колебаний открытой трубы органа длиной 100 см равна 180 с^{-1} . Какова скорость звука в трубе? Какова частота второго обертона этой открытой трубы? Начертите схему узлов и пучностей волны в трубе. Найдите аналогию с Землей.
8. Проволока длиной 1 м имеет массу $m = 0,010 \text{ кг}$ и натянута с силой $F = 10 \text{ кг}$. Если проволока жестко закреплена с обоих концов, определите основную частоту ее колебаний и два первых обертона (дополнение 6.1). [Указание: скорость волн в струне равна $\sqrt{F/m}$.]
9. Почему бассейн с чистой водой выглядит менее глубоким, чем он есть на самом деле (дополнение 2.1), и почему кажущаяся глубина водоема изменяется при изменении положения наблюдателя? Укажите аналогичную проблему при сейсмическом исследовании строения Земли.
10. Как изображает сферическая линза точечный источник света? Большой кусок стекла имеет форму шара радиусом 8 см. Точечный источник света располагается на поверхности этой сферы. Принимая показатель преломления стекла равным 1,6, найдите, где находится изображение точечного источника (дополнение 2.1). С помощью этого упражнения найдите, каким будет изображение источника глубокого землетрясения на противоположной стороне Земли.
11. Показатель преломления воды равен 1,33. Каким должен быть угол падения луча света на поверхность воды, чтобы отраженный луч мог быть плоскополяризован (гл. 2)? Возможен ли аналогичный эффект при падении сейсмических S -волн на границу Мохоровичича? [Указание: для плоскополяризованного света тангенс угла падения равен показателю преломления отражающей среды.]
12. Хорошие записи волн P и pP от глубоководного землетрясения, происшедшего вблизи островов Тонга, наблюдались на следующих станциях:

Станция	Расстояние Δ	Разность времен пробега $pP - P$
Беркли	65°	65 с
Тусон	80°	67 с
Сент-Луис	90°	70 с

Используя лучевые диаграммы и распределение скоростей из табл. 3 приложения, оцените глубину очага землетрясения по интервалу $pP - P$.

13. При прохождении волн Рэлея частицы пород перемещаются обычно в возвратном направлении по эллиптическим траекториям. Нарисуйте небольшие эллипсы, соответствующие ряду глубин, для иллюстрации этого движения. Насколько они похожи на траектории движения частиц в воде при прохождении волны?
14. Подтвердите расстояние очага землетрясения, запись которого приведена на рис. 3.4 (с помощью годографов из дополнения 3.2), и установите время начала землетрясения.
15. Сейсмическая группа Калифорнийского университета с центром в Беркли записывает P -волну от удаленного землетрясения. Интервал dT между временами вступления волны на станции группы, находящиеся на расстоянии $d\Delta = 100$ км друг от друга, составляет 8 с. Оцените (используя $dT/d\Delta$ и годограф в дополнении 3.2) приблизительное расстояние между источником и Беркли.
16. Предполагается, что в некотором континентальном районе земная кора состоит из верхнего слоя толщиной 15 км и скоростью P -волн 6,0 км/с, подстилаемого слоем толщиной 10 км и скоростью P -волн 7,0 км/с. Скорость P -волн в верхней мантии составляет 8,0 км/с. Рассчитайте кривые времен вступлений преломленных волн от взрыва на поверхности и покажите, может ли первой вступить P -волна, претерпевающая преломление под критическим углом и распространяющаяся вдоль границы между слоями земной коры (дополнение 2.1). На каких расстояниях от источника следует расположить сейсмографы для наблюдения волн, отраженных от границ раздела под критическим углом? Оцените общую длину линии сейсмографов, которая требуется для определения скорости волн в верхней мантии с точностью до 0,05 км/с по временам первых вступлений, при условии что время определяется с точностью 0,01 с, а расстояния известны точно.
17. В лабораторном классе требуется продемонстрировать свободные колебания шара. Имеется стальной шар диаметром 20 см. Модуль Юнга для стали равен $20 \cdot 10^{11}$ дин/см². Предположив, что коэффициент Пуассона равен 1/3, рассчитайте частоту основной радиальной моды сфероидальных колебаний (${}_0S_0$). Каким способом вы будете возбуждать эти колебания и как будете их наблюдать? [Указание: частоты ω определяются из уравнения

$$xR/\operatorname{tg} xR = 1 - x^2 R^2 \alpha^2 / 4\beta^2,$$

где $x = \omega/\alpha$, R – радиус, α и β – скорости P - и S -волн, а коэффициент Пуассона вычисляется по формуле $\sigma = \frac{1}{2}(\alpha^2 - 2\beta^2)/(\alpha^2 - \beta^2)$].

18. Время пробега для луча PcP , выходящего на расстоянии $\Delta = 60^\circ$, составляет 10 мин 56,6 с, а его параметр $dT/d\Delta = 4,0$ с/град (см. допол-

нение 2.3). Луч PKP с таким же параметром достигает расстояния $\Delta = 148^\circ$ за время 19 мин 52 с. Рассчитайте время, которое потребуется для прохождения луча PKP сквозь земное ядро, а также времена пробега и расстояния точек выхода на поверхность для соответствующих лучей $PKKP$ и $PKKKP$ (с тем же значением параметра $dT/d\Delta$).

19. Рассмотрите сейсмические волны, идентифицированные на сейсмограмме, которая приведена на рис. 3.4. Нарисуйте соответствующие лучи в круге, изображающем диаметральный разрез Земли, приблизительно в масштабе.

На этом расстоянии ($\Delta = 102^\circ$) волна SKS вступает раньше прямой S -волны. Объясните, как это может произойти. На сейсмограмме амплитуды волн SSS больше амплитуд волн SS . Почему это так? На записи отсутствуют волны Лява, однако имеются кратные S -фазы. Объясните, почему это возможно.

20. Перед бурением скважины вы хотите определить глубину залегания уровня грунтовых вод. Производя небольшие взрывы и регистрируя сейсмические волны от них с помощью сейсмографов, вы находите, что скорость P -волн в поверхностном слое осадков составляет 600 м/с, а в нижележащем, предположительно водосодержащем слое — 1500 м/с. Время T , отсекаемое годографом на оси ординат, равно 0,8 с. На какой глубине находится водное зеркало (дополнение 2.1)?
21. Марс — сосед Земли, однако эти планеты в корне различаются по многим геофизическим свойствам. Опишите эти различия и рискните высказать догадку об их причинах.
22. Какое из имеющихся на сегодняшний день доказательств наличия у Земли жидкого ядра наиболее убедительно? Пользуясь рис. 8.1, объясните, как происходит образование дифрагированных волн на границе ядра, приводящих к тому, что тень ядра не является полной.
23. Покажите, что если масса, радиус и средняя плотность планеты суть соответственно M , R и ρ , то для давления в центре P_c имеем неравенство

$$P_c \leq \frac{3}{8\pi} \frac{GM^2}{R^4} \left(\frac{\rho_c}{\rho} \right)^{4/3},$$

где плотность никогда не уменьшается с глубиной, а ρ_c — значение плотности в центре планеты. Для Луны $M = 7,345 \cdot 10^{25}$ г, $R = 1738$ км, $\rho = 3,34$ г/см³. Используя приведенное неравенство, оцените минимальное давление в центре Луны.

24. Момент инерции Земли (для модели с центральной симметрией) равен $0,331 Ma^2$, где масса $M = 5,98 \cdot 10^{27}$ г, а радиус $a = 6370$ км. При условии что Земля состоит из ядра с радиусом 3470 км, окруженного мантией толщиной 2900 км, и предполагая постоянство плотностей мантии и ядра, определите эти плотности (см. упражнение 44).

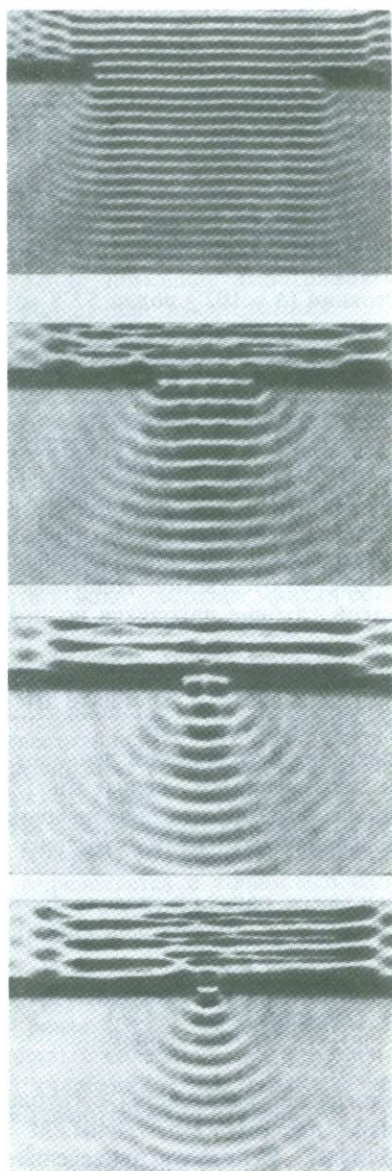


Рис. 8.1. Рябь, проникающая вследствие дифракции через отверстие в невозмущенную воду.

25. Рассчитайте давление, необходимое для того, чтобы уменьшить объем железного образца на 1% (модуль объемной упругости железа равен $1,67 \cdot 10^{12}$ дин/см²).
26. Модуль объемной упругости и модуль сдвига породы равны $2 \cdot 10^{11}$ дин/см², а ее плотность $2,5$ г/см³. Определите скорости продольных и поперечных волн и коэффициент Пуассона (дополнение 2.2 и упражнение 1.7).
27. Опыт с чашкой кофе. Радиус шарообразной белой кофейной чашки равен 5 см. Источник света расположен на расстоянии 50 см от чашки, немного выше уровня поверхности кофе в чашке. Изменяя положение источника света, получите картину интенсивного отраженного света на поверхности кофе (каустическую поверхность). Нарисуйте несколько лучей, первоначально параллельных линии симметрии (рис. 8.2), и с их помощью объясните образование каустической поверхности. Проведите аналогию с каустикой *PKP*, образующейся на расстоянии около 140° .
28. Рассмотрите лучи *P*-волн в модели Земли с постоянной скоростью, радиусом r и центром в точке O . Пусть источник F расположен на диаметре так, что $OF = r/10$. Рассмотрите стационарные пути волн типа *PP* от F к регистрирующей станции R на поверхности, для которой угол FOR равен 90° (см. рис. 2.2). Докажите, что теоретически возможны три траектории (типа *pP*, *PP* и *P'P'*) такие, что угол падения i на поверхность Земли определяется из кубического уравнения относительно i . [Указание: используйте правило синусов и закон Снеллиуса.]
29. Пусть внутри Земли происходят скачкообразное уменьшение скорости *P*-волн на границе между мантией и ядром и скачкообразное ее возрастание на границе между внешним и внутренним ядром. Следует ли ожидать больших, средних или малых амплитуд на сейсмограммах для следующих волн и расстояний:
а) *P*, 110° ; б) *PKP*, 140° ; в) *PKIKP*, 110° ; г) *PKIKP*, 140° ; д) *PKIKP*, 180° ?
30. На рис. 7.6 показан рост давления, температуры и плотности от поверхности Земли к ее центру. Какой из этих трех графиков представляется наиболее уозрительным и неопределенным? Почему? Как бы вы действовали, чтобы грубо оценить давление в центре Земли, используя значение средней плотности $5,5$ г/см³? Что является главным источником информации о значениях плотности Земли на различных глубинах? В частности, что именно могло бы указать на наличие внезапного скачкообразного изменения плотности на глубине около 2900 км?
31. Спиральную пружину можно использовать для наглядной демонстрации различия между волнами *P* и *S*. Слегка растяните пружину на гладкой твердой поверхности. Подергивайте ритмично один конец, вызывая распространение волн к ее противоположному концу. Можно ли одновременно возбудить волны *P* и *S*?
32. Возможно ли обнаружить землетрясение в море с помощью трех-

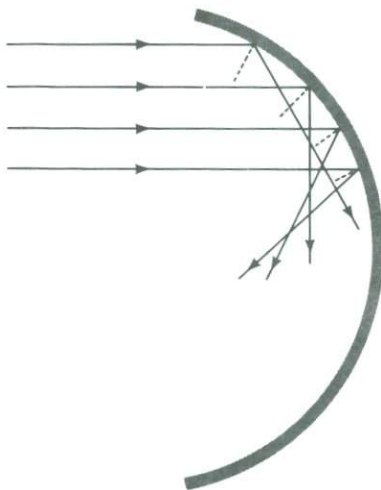


Рис. 8.2. Отражение лучей от сферической поверхности.

компонентной системы сейсмографов, установленной на корабле? Можно ли определить местоположение очага землетрясения по записанным в таких условиях типам волн?

33. Почему требуются по меньшей мере три сейсмостанции для однозначного определения координат эпицентра по временам вступлений P -волн?
34. Для океанических путей длиннопериодные волны Лява ($T > 20$ с) наблюдаются в коротком временном интервале, соответствующем скорости около 4,4 км/с на записях горизонтальных составляющих смещения. Объясните это с помощью дисперсионных кривых (дополнение 2.4). Будут ли записи волн Лява иметь аналогичный вид в случае континентальных путей распространения?
35. На основе кривых увеличения сейсмографов (дополнение 3.1) оцените амплитуду P -волны с периодом 5 с, которую запишет сейсмограф Шпренггезера (15 с на станции Беркли ВКС), если на записи прибора (прибор Вуда–Андерсона на этой станции) амплитуда этой волны равна 2 мм.
36. Сравните времена вступления идентифицированных сейсмических волн на рис. 3.4 с теоретическими значениями, приведенными в дополнении 3.2 ($\Delta = 90^\circ$). Смогли бы вы идентифицировать на рис. 3.4 волны еще какого-нибудь типа, например PPP ?
37. Время пробега волны PKP на эпицентральном расстоянии 153° составляет 20 мин 10,0 с, а градиент $dT/d\Delta$ (т.е. величина p , см. дополнение 2.3) равен 4,2 с/град. Время пробега волны PcP на расстояние 68° с таким же лучевым параметром p равно 11 мин 30 с. Изобразите траектории двух лучей, соответствующих этим волнам, от поверхностного очага, а также луч $PKKP$ с тем же значением лучевого

параметра. Применяя свойство параметра p , описанное в дополнении 2.3, покажите, что время пробега этой волны $PKKP$ на расстояние $\Delta = 237^\circ$ равно 28 мин 50 с.

38. Рассмотрите простую модель Земли типа использованной Инге Леманн (дополнение 1.4), в которой скорость P -волн в мантии равна 11 км/с до глубины 2900 км, а во внешнем ядре – 9 км/с. Постройте, применяя закон Снеллиуса (дополнение 2.1) на границе ядра, прямолинейные лучи для волн PKP , проходящих через ядро и выходящих на поверхность на расстояниях $\Delta = 170$ и 160° . Покажите, что фактически можно построить два луча PKP для каждого из этих значений Δ . Каково приблизительно минимальное расстояние, для которого можно построить только один луч (каустическая точка)?
39. Рассматривая упомянутую выше модель Земли Инге Леманн, покажите с помощью чертежа, что земное ядро содержит внешнюю оболочку, в которой невозможно построить прямолинейный луч PKP (т.е. хорду). На какой глубине в ядре располагается нижняя граница этой оболочки?

Повторите геометрические построения для лучей SKS , принимая, что средняя скорость S -волн в мантии постоянна и равна 6 км/с. Покажите, что в этом случае в верхней части ядра нет такой оболочки, в которой нельзя было бы построить прямолинейное звено K .

40. Известно, что значение скорости P -волн во внутреннем ядре возрастает скачком на 6% по сравнению с их скоростью во внешнем жидком ядре. Поскольку $\alpha = \sqrt{(k + 4\mu/3)/\rho}$, а для внешнего ядра $\mu = 0$ (дополнение 2.2), объясните, почему правдоподобным способом истолкования этого скачка в величине α является придание параметру μ конечного значения во внутреннем ядре. Оцените максимальное среднее значение μ и скорость поперечных волн в таком твердом внутреннем ядре (используйте приближенные значения k и ρ из табл. 4 и 5 приложения).
41. Вычислите приблизительно давление в центре Луны для модели, изображенной на рис. 4.11. Затем, пользуясь корреляцией скоростей и давления в Земле (рис. 7.6), определите соответствующие значения скоростей P - и S -волн и плотность в центре Луны.

В чем состоит основное возражение такому простому предсказанию с точки зрения физики? Распространяется ли это возражение в такой же степени и на предсказание свойств в глубинах Марса?

42. Рассмотрим собственные колебания Земли, геометрические соотношения для которых иллюстрирует дополнение 6.1. Изобразите, как на рис. 6.3, узловые линии на поверхности и смещения для мод ${}_0T_3$, ${}_1T_4$ и ${}_0S_4$. Начертите узловые поверхности для мод ${}_2S_0$, ${}_2S_2$ и ${}_2T_2$ внутри Земли.

Можно ли делать выводы о свойствах внутреннего ядра по измерениям частот мод ${}_0T_2$, ${}_1T_2$, ${}_0S_4$?

43. Поскольку собственные колебания Земли являются затухающими,

их амплитуды будут медленно уменьшаться со временем, прошедшим после сильного землетрясения. Рассчитайте (см. дополнение 6.2), на сколько процентов уменьшатся амплитуды мод ${}_0T_2$, ${}_0S_2$ и ${}_0S_0$ за 20 ч.

44. Значения средней массы и момента инерции приведены в дополнении 7.1 для простой модели Земли (шар B). Подтвердите расчетом по элементарной формуле приведенное значение момента инерции, а также покажите, что значения масс для модели A и модели B совпадают. [Указание: для шара с массой m , моментом инерции I , радиусом r и переменной плотностью $\rho(r)$ справедливы выражения

$$m = 4\pi \int \rho r^2 dr$$

и

$$I = \frac{8}{3} \pi \int \rho r^4 dr.]$$

45. Чтобы определить, в каких слоях в недрах Земли вещества заметно отличаются по своим свойствам, можно, например, рассчитать индекс состояния θ (дополнение 7.3). В области D'' у основания мантии скорости сейсмических волн не меняются существенно с глубиной. Покажите, исходя из уравнений в дополнении 7.3, что это указывает либо на быстрое увеличение температуры в этом слое, либо на примесь более тяжелых минералов (или имеют место и то и другое).

Почему значительное уменьшение скорости P -волн с глубиной в области F (ядро) представляется маловероятным? [Указание: для D'' и F примите $dk/dp \approx 3,0$.]

46. В учебниках по математике иногда встречается задача о времени, которое потребуется на перемещение тела (без трения) по скважине, пробуренной в Земле от Северного полюса до Южного. Обычно предполагают, что ускорение силы тяжести g в каждой точке скважины пропорционально радиусу r . Покажите, почему эта задача не может иметь никакого отношения к планете Земля (см. табл. 4 приложения).
47. Пусть в примере из предыдущей задачи G – гравитационная постоянная, m – масса вещества в недрах Земли, заключенная внутри сферы радиуса r , а σ – средняя плотность вещества внутри этой сферы. Пусть ρ – значение плотности на расстоянии r от центра. Тогда

$$g = Gm/r^2, \\ m = 4\pi r^3 \sigma / 3.$$

Покажите, что

$$dg/dr = 4\pi G (\rho - 2\sigma/3)$$

и, исходя из этого, что для фактических значений плотности (табл. 4 приложения) в верхней части Земли сила тяжести в действительности возрастает с глубиной.

48. Рассмотрим свойства вязкоупругого материала под названием Silly Putty. Подбросив мячик из этого материала, убедитесь, что он легко отскочит (проявит упругость). Однако если этот мячик оставить лежать на поверхности в течение нескольких часов, то он растечется в плоский диск (проявит вязкость). Смогут ли в данном материале распространяться как P -, так и S -волны? Что будет происходить с их амплитудами в процессе распространения?

Измеряя высоту h при 2 или 3 ($=n$) последовательных отскоках шарика из Silly Putty размером с мяч для игры в гольф, оцените (см. дополнение 6.2) для него постоянную затухания β (имея в виду, что $h = h_0 \exp(-\beta n)$, где h_0 — первоначальная высота). Исходя из этого, оцените для него значение Q ($\beta = \pi f/Q$) при частоте 100 Гц.

Почему шар большого размера из этого материала не может служить удовлетворительным прототипом пород мантии Земли, с помощью которого можно было бы моделировать собственные колебания Земли в лабораторных условиях?

49. В другом случае определения координат эпицентра по данным группы сейсмографов Беркли (см. упражнение 15) было установлено, что P -волны приходят с азимута 20° ЮВ. Эти волны распространялись с кажущейся (поверхностной) скоростью 9,0 км/с. Истинная скорость P -волн в земной коре под этой сейсмической группой составляет 6,0 км/с. Оцените (см. дополнение 2.1) географическое положение эпицентра землетрясения.

50. Имея в виду геометрические свойства различных типов сейсмических волн (см. гл. 2), объясните:

а) почему горизонтально поляризованная S -волна (SH) наблюдается на расстояниях, значительно больших чем 105° , т.е. в зоне тени земного ядра, в то время как сопутствующая ей вертикально поляризованная волна (SV) не наблюдается;

б) почему многократно-отраженные волны, прошедшие через ядро (типа $PKKKKKP$), не теряют быстро свою энергию на возбуждение преломленных волн в точках отражения;

в) каким образом эти наблюдения подтверждают вывод о том, что внешнее ядро является жидким.

Ответы

1. Запаздывание сейсмических волн, выходящих на расстоянии 120° (дополнение 1.2).
2. $2 \cdot 10^{-6}$ градусов. Нет.
3. Зона постоянной скорости.
4. Нет. Около 100 км, 220 км и глубже 600 км.
5. $y = 0,5 \sin 2\pi(t/2 + x/50)$.
7. 360 м/с. 540 колебаний/с.
8. Основная частота 49,5 Гц; обертоны 99 и 148,5 Гц.
10. Источник слева. Изображение размыто и находится на расстоянии 26 см влево от источника. Для землетрясений изображение находится внутри Земли справа на продолжении линии, соединяющей источник землетрясения с центром Земли.
11. $53,06^\circ$.
12. 290 км.
14. 110° , 12 ч 41 мин 40 с.
15. 30° .
16. Да. 50 км; 70 км; 12,8 км.
17. $8,5 \cdot 10^4$ Гц.
18. 8 мин 55,4 с; 28 мин 47,4 с; 236° .
20. 262 м.
22. Полученное из измерений приливных волн и собственных колебаний Земли.
23. $4,71 \cdot 10^{10}$ дин/см².
24. 12,55 и 4,17 г/см³.
25. $1,67 \cdot 10^{10}$ дин/см².
26. $\alpha = 4,3$ км/с, $\beta = 2,8$ км/с, $\sigma = 0,13$.
29. а) малых, б) больших, в) малых, г) малых, д) больших.
32. Да. Только по разности времен пробега волн типа P .
35. 38 мм.
38. 152° .
40. $2,0 \cdot 10^{12}$ дин/см²; 4,2 км/с.
41. Различие в типах пород. Нет.
42. Да. Да. Нет.
43. 22%, 11%, 4%.
45. В слое F значение θ окажется отрицательным.
48. Да. Волны S будут затухать быстрее, чем P . Поскольку поверхность «Земли» вскоре станет плоской.
49. На расстоянии 19° в Калифорнийском заливе.

Приложение

Таблица 1. Единицы измерения геофизических величин

	Международная система СИ и система СГС	
	единицы СИ	эквиваленты в СГС
Масса	1 килограмм (кг)	10^3 граммов (г)
Длина	1 метр (м)	10^2 сантиметров (см)
Время	1 секунда (с)	1 секунда
Сила	1 ньютон (Н)	10^5 дин
Давление и модули упругости	1 паскаль (Па) = 1 Н/м^2	10 дин/см ²
Энергия	1 джоуль (Дж)	10^7 эрг
Плотность	1 кг/м^3	10^3 г/см^3
Мощность	1 ватт (Вт)	10^7 эрг/с^1
Частота	1 герц (Гц)	1 цикл/с

Часто встречающиеся соотношения

1 метр	= 39,37 дюйма
	= 10^9 нанометров (нм)
1 сухопутная миля	= 1609 м
1 фунт	= 0,4536 кг
1 тонна	= 1000 кг
1 год	= $3,15567 \cdot 10^7$ с
1 кг веса	= 9,807 Н = $9,807 \cdot 10^5$ дин
1 атмосфера давления (уравновешивается давлением столбика ртути высотой 0,76 м)	= 1,013 бар = $1,013 \cdot 10^5$ Па
1 бар (10^6 дин/см ²)	= 10^5 Па
1 калория (кал)	= 4,184 Дж
1 единица теплового потока [1 мккал/(см ² ·с)]	= $4,184 \cdot 10^{-2}$ Вт/м ²
1 Гал (1 см/сек ²)	= 10^{-2} м/с ²
1 метр в секунду (м/с)	= 3,281 фута в секунду (фут/с)
1 микрон (мкм)	= 10^{-6} м
0 по Кельвину (К)	= - 273° по Цельсию (°С)

Ответы

1. Запаздывание сейсмических волн, выходящих на расстоянии 120° (дополнение 1.2).
2. $2 \cdot 10^{-6}$ градусов. Нет.
3. Зона постоянной скорости.
4. Нет. Около 100 км, 220 км и глубже 600 км.
5. $y = 0,5 \sin 2\pi(t/2 + x/50)$.
7. 360 м/с. 540 колебаний/с.
8. Основная частота 49,5 Гц; обертоны 99 и 148,5 Гц.
10. Источник слева. Изображение размыто и находится на расстоянии 26 см влево от источника. Для землетрясений изображение находится внутри Земли справа на продолжении линии, соединяющей источник землетрясения с центром Земли.
11. $53,06^\circ$.
12. 290 км.
14. 110° , 12 ч 41 мин 40 с.
15. 30° .
16. Да. 50 км; 70 км; 12,8 км.
17. $8,5 \cdot 10^4$ Гц.
18. 8 мин 55,4 с; 28 мин 47,4 с; 236° .
20. 262 м.
22. Полученное из измерений приливных волн и собственных колебаний Земли.
23. $4,71 \cdot 10^{10}$ дин/см².
24. 12,55 и 4,17 г/см³.
25. $1,67 \cdot 10^{10}$ дин/см².
26. $\alpha = 4,3$ км/с, $\beta = 2,8$ км/с, $\sigma = 0,13$.
29. а) малых, б) больших, в) малых, г) малых, д) больших.
32. Да. Только по разности времен пробега волн типа *P*.
35. 38 мм.
38. 152° .
40. $2,0 \cdot 10^{12}$ дин/см²; 4,2 км/с.
41. Различие в типах пород. Нет.
42. Да. Да. Нет.
43. 22%, 11%, 4%.
45. В слое *F* значение θ окажется отрицательным.
48. Да. Волны *S* будут затухать быстрее, чем *P*. Поскольку поверхность «Земли» вскоре станет плоской.
49. На расстоянии 19° в Калифорнийском заливе.

Приложение

Таблица 1. Единицы измерения геофизических величин

	Международная система СИ и система СГС	
	единицы СИ	эквиваленты в СГС
Масса	1 килограмм (кг)	10^3 граммов (г)
Длина	1 метр (м)	10^2 сантиметров (см)
Время	1 секунда (с)	1 секунда
Сила	1 ньютон (Н)	10^5 дин
Давление и модули упру- гости	1 паскаль (Па) = 1 Н/м^2	10 дин/см ²
Энергия	1 джоуль (Дж)	10^7 эрг
Плотность	1 кг/м^3	10^3 г/см ³
Мощность	1 ватт (Вт)	10^7 эрг/с ¹
Частота	1 герц (Гц)	1 цикл/с

Часто встречающиеся соотношения

1 метр	= 39,37 дюйма = 10^9 нанометров (нм)
1 сухопутная миля	= 1609 м
1 фунт	= 0,4536 кг
1 тонна	= 1000 кг
1 год	= $3,15567 \cdot 10^7$ с
1 кг веса	= 9,807 Н = $9,807 \cdot 10^5$ дин
1 атмосфера давления (уравновешивается давлением стол- бика ртути высотой 0,76 м)	= 1,013 бар = $1,013 \cdot 10^5$ Па
1 бар (10^6 дин/см ²)	= 10^5 Па
1 калория (кал)	= 4,184 Дж
1 единица теплового потока [1 мккал/(см ² ·с)]	= $4,184 \cdot 10^{-2}$ Вт/м ²
1 Гал (1 см/сек ²)	= 10^{-2} м/с ²
1 метр в секунду (м/с)	= 3,281 фута в секунду (фут/с)
1 микрон (мкм)	= 10^{-6} м
0 по Кельвину (К)	= -273° по Цельсию ($^\circ\text{C}$)

Таблица 2. Геофизические величины (в единицах СИ)

Экваториальный радиус Земли	$6,378149 \cdot 10^6$ м
Полярный радиус	$6,35675 \cdot 10^6$ м
Объем	$1,083 \cdot 10^{21}$ м ³
Радиус сферы равного объема	$6,3708 \cdot 10^6$ м
Сжатие (эллиптичность)	1/298,256
Площадь поверхности:	
суша	$1,48 \cdot 10^{14}$ м ²
море	$3,62 \cdot 10^{14}$ м ²
Масса	$5,973 \cdot 10^{24}$ кг
Гравитационная постоянная × масса (включая массу атмосферы)	$3,986005 \cdot 10^{14}$ м ³ /с ²
Средняя плотность	$5,515 \cdot 10^3$ кг/м ³
Моменты инерции:	
относительно полярной оси	$8,0378 \cdot 10^{37}$ кг·м ²
относительно экваториальной оси	$8,0115 \cdot 10^{37}$ кг·м ²
земного ядра	$0,920 \cdot 10^{37}$ кг·м ²
Безразмерный момент инерции	0,33076
Звездные сутки (период вращения Земли)	86 164 с
Угловая скорость вращения Земли	$7,292115 \cdot 10^{-5}$ с ⁻¹
Ускорение силы тяжести на экваторе	$9,780317$ м/с ²
Полный тепловой поток	$(3,14 \pm 0,17) \cdot 10^{13}$ Вт
Средний тепловой поток	$(6,15 \pm 0,34) \cdot 10^{-2}$ Вт/м ²
Масса атмосферы	$5,1 \cdot 10^{18}$ кг
Масса океанов	$1,4 \cdot 10^{21}$ кг
Масса коры	$2,6 \cdot 10^{22}$ кг
Масса мантии	$4,0 \cdot 10^{24}$ кг
Масса внешнего ядра	$1,85 \cdot 10^{24}$ кг
Масса внутреннего ядра	$9,7 \cdot 10^{22}$ кг
Масса Луны	$7,345 \cdot 10^{22}$ кг
Радиус сферы равного объема для Луны	$1,738 \cdot 10^6$ м
Безразмерный момент инерции Луны	0,391
Отношение масса Земли/масса Луны	81,302

Таблица 3. Скорости волн $P(\alpha)$ и $S(\beta)$ на разных глубинах. В столбце I приведены значения для модели Земли CAL 8, в столбце II — для модели PREM*) (см. текст)

Глубина, км	α , км/с		β , км/с	
	I	II	I	II
0-10	4,30	—	2,30	—
10-20	7,50	—	4,30	—
20	7,96	8,11	4,52	4,49
40	7,97	8,10	4,45	4,48
80	8,00	8,08	4,36	4,67
150	8,08	8,03	4,36	4,44
220	8,23	7,99	4,48	4,42
220	8,23	8,56	4,48	4,64
300	8,51	8,69	4,68	4,70
400	9,08	8,91	4,89	4,77
400	9,41	9,13	5,09	4,93
500	9,72	9,65	5,26	5,22
600	9,97	10,16	5,42	5,52
640	10,20	10,22	5,51	5,55
640	10,20	10,22	5,70	5,55
670	10,68	10,27	5,85	5,57
670	10,68	10,75	5,85	5,95
800	11,10	11,11	6,26	6,26
1000	11,48	11,46	6,44	6,40
1200	11,78	11,78	6,54	6,52
1400	12,06	12,06	6,64	6,63
1600	12,32	12,33	6,75	6,74
2000	12,80	12,82	6,96	6,93
2400	13,26	13,28	7,12	7,11
2700	13,61	13,62	7,19	7,24
2780	13,67	13,69	7,17	7,26
2850	13,54	13,71	7,07	7,26
2885	13,37	13,72	6,96	7,26
2885	8,09	8,06	0	0
3000	8,27	8,25	0	0
3200	8,56	8,56	0	0
3400	8,84	8,83	0	0
3800	9,33	9,31	0	0
4200	9,74	9,69	0	0
4550	10,00	9,97	0	0
4800	10,12	10,14	0	0
5000	10,18	10,27	0	0
5155	10,19	10,36	0	0
5155	10,89	11,03	3,49	3,50
5200	10,94	11,05	3,50	3,52
5400	11,13	11,11	3,55	3,56
5600	11,24	11,17	3,58	3,60
6200	11,33	11,26	3,60	3,66
6371	11,33	11,26	3,60	3,67

*) По Дзевонскому и Андерсону [39].

Таблица 4. Плотность и ускорение силы тяжести на различных глубинах. I – модель CAL 8, II – модель PREM

Глубина, км	Плотность, г/см ³		Ускорение силы тяжести, см/с ²	
	I	II	I	II
0–10	2,16	2,6*)	982	982
10–20	3,26	2,90	983	983
20	3,34	3,38	984	984
40	3,35	3,38	985	984
80	3,36	3,37	986	985
150	3,40	3,37	988	988
220	3,41	3,36	991	990
220	3,42	3,44	991	990
300	3,47	3,48	994	993
400	3,58	3,54	998	997
400	3,64	3,72	998	997
500	3,84	3,85	1000	999
600	4,98	3,98	1002	1000
640	4,02	3,98	1002	1001
640	4,16	3,98	1002	1001
670	4,22	3,99	1002	1001
670	4,22	4,38	1002	1001
800	4,43	4,46	1001	999
1000	4,61	4,58	997	997
1200	4,74	4,69	994	994
1400	4,83	4,81	992	993
1600	4,92	4,91	992	993
2000	5,06	5,12	999	999
2400	5,23	5,32	1020	1018
2700	5,43	5,47	1048	1043
2780	5,52	5,51	1058	1053
2850	5,74	5,56	1066	1065
2885	5,92	5,57	1071	1068
2885	9,82	9,90	1071	1068
3000	10,01	10,07	1046	1044
3200	10,33	10,37	1001	998
3400	10,62	10,54	953	948
3800	11,11	11,11	848	842
4200	11,52	11,51	736	728
4550	11,84	11,79	634	623
4800	12,03	11,97	560	547
5000	12,14	12,09	502	485
5155	12,17	12,17	459	440
5155	13,34	12,76	459	440
5200	13,38	12,79	442	422
5400	13,49	12,88	368	352
5600	13,55	12,96	294	280
6200	13,59	13,08	76	63
6371	13,58	13,09	0	0

*) Значения плотности в земной коре зависят от того, какая кора имеется в виду: океаническая, континентальная или промежуточная.

Таблица 5. Значения давления и модулей упругости на различных глубинах. I – модель CAL 8, II – модель PREM

Глубина, км	Давление, кбар		Модуль сдвига μ , кбар		Модуль сжатия k , кбар	
	I	II	I	II	I	II
0	0	0		0		
20	5	6	682	441	1206	1315
80	25	25	639	674	1299	1303
150	48	48	645	665	1356	1287
220	72	71	686	656	1401	1270
220	72	71	686	741	1401	1529
300	99	99	760	769	1500	1618
400	135	134	856	806	1810	1735
400	135	134	921	906	1995	1899
500	172	171	1062	1051	2211	2181
600	211	210	1169	1210	2397	2489
640	227	226	1220	1226	2555	2528
640	227	226	1352	1226	2819	2528
670	239	238	1442	1239	2887	2556
670	239	238	1442	1548	2887	2999
800	296	296	1736	1749	3144	3182
1000	389	386	1912	1874	3526	3519
1200	482	478	2027	1996	3874	3850
1400	577	573	2130	2115	4186	4174
1600	673	669	2242	2232	4479	4494
2000	872	869	2451	2462	5022	5132
2400	1079	1080	2615	2692	5661	5794
2700	1244	1241	2807	2868	6315	6318
2780	1290	1293	2838	2909	6531	6449
2850	1332	1334	2862	2925	6697	6507
2885	1353	1358	2868	2938	6759	6556
2885	1353	1358	0	0	6427	6441
3000	1474	1472	0	0	6846	6581
3200	1683	1681	0	0	7569	7589
3400	1887	1886	0	0	8299	8303
3800	2279	2275	0	0	9671	9633
4200	2638	2631	0	0	10929	10814
4550	2918	2907	0	0	11840	11726
4800	3097	3180	0	0	12320	12306
5000	3225	3204	0	0	12581	12740
5155	3315	3289	0	0	12637	13047
5155	3315	3289	1625	1567	13654	13434
5200	3342	3316	1639	1582	13828	13498
5400	3451	3415	1700	1637	14444	13731
5600	3541	3497	1737	1681	14803	13922
6200	3689	3631	1761	1756	15097	14236
6371	3699	3639	1760	1761	15086	14253

Таблица 6. Обозначения сейсмических волн

Символ	Смысл
<i>P</i>	Первичная волна
<i>S</i>	Вторичная волна
<i>K</i>	<i>P</i> -волна, проходящая через внешнее ядро
<i>I</i>	<i>P</i> -волна, проходящая через внутреннее ядро
<i>J</i>	<i>S</i> -волна, проходящая через внутреннее ядро (имеется только обозначение; волны еще не наблюдались)
<i>P'</i>	Сокращенное обозначение волн <i>PKP</i>
<i>PP</i>	Отраженная <i>P</i> -волна из двух звеньев
<i>PPP</i>	Отраженная <i>P</i> -волна из трех звеньев
<i>SS</i>	Отраженная <i>S</i> -волна из двух звеньев
<i>SP</i>	<i>S</i> -волна, отраженная как <i>P</i>
<i>PS</i>	<i>P</i> -волна, отраженная как <i>S</i>
<i>pP</i>	<i>P</i> -волна, содержащая звено, которое является кратчайшим расстоянием от источника до поверхности
<i>sS</i>	<i>S</i> -волна, содержащая звено, которое является кратчайшим расстоянием от источника до поверхности
<i>c</i>	Волны, отраженные внешней границей ядра (например, <i>ScS</i>)
<i>i</i>	Волны, отраженные внешней границей внутреннего ядра (например, <i>PKiKP</i>)
<i>m</i>	Количество отражений внутрь от внешней границы внешнего ядра равно $m - 1$
<i>d</i>	Глубина (в километрах) некоторой границы в верхней части Земли, от которой отразился сейсмический луч.
<i>h</i>	Волна, которая могла бы отразиться от границы раздела вокруг внутреннего ядра
диф <i>P</i> , диф <i>S</i>	<i>P</i> - и <i>S</i> -волны, огибающие границу между мантией и ядром (дифрагированные)

Литература

для дальнейшего чтения

Звездочкой помечены работы, материал в которых изложен в более доступной форме, понятной студентам и широкому кругу читателей.

Книги, содержащие серьезные обсуждения по проблеме сейсмологических исследований земных недр

1. *Aki K. and Richards P.G.* Quantitative Seismology: Theory and Methods. Volumes I and II. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1980. [Имеется перевод: *Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология: Теория и методы. Т. 1 и 2.–М.: Мир, 1983.]
- *2. *Bolt B. A.* Nuclear Explosions and Earthquakes: The Parted Veil. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1976.
- *3. *Bolt B. A.* (Editor). Earthquakes and Volcanoes, Readings from Scientific American. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1980.
4. *Bott M. A. P.* The Interior of the Earth. New York: St. Martin's Press, 1971. [Имеется перевод: *Ботт М.* Внутреннее строение Земли.–М.: Мир, 1974.]
5. *Bullen K. E.* An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge, England: Cambridge University Press, 1963. [Имеется перевод: *Буллен К.Е.* Введение в теоретическую сейсмологию.–М.: Мир, 1966.]
- *6. *Bullen K. E.* The Interior of the Earth. Chapter 27 of Adventures in Earth History (ed. Preston Cloud). San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1970.
7. *Bullen K. E.* The Earth's Density. London: Chapman and Hall, 1975. [Имеется перевод: *Буллен К.Е.* Плотность Земли.–М.: Мир, 1978.]
8. *Clark S. P.* (Editor). Handbook of Physical Constants, Geological Society of America Memoir 97, 1966.
- *9. *Eiby G. A.* Earthquakes. Auckland: Heinemann Educational Books, 1980.
- *10. *Fisher O.* Physics of the Earth's Crust, 2nd ed. London: Macmillan, 1889.
11. *Garland G. D.* Introduction to Geophysics: Mantle, Core and Crust, Philadelphia: W. B. Saunders, 1971.
12. *Gutenberg B.* Physics of the Earth's Interior, New York: Academic Press, 1959. [Имеется перевод: *Гутенберг Б.* Физика земных недр.–М.: ИЛ, 1963.]

- *13. *Hodgson J. H.* Earthquakes and Earth Structure. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall, 1964. [Имеется перевод: *Ходжсон Дж.* Землетрясения и строение Земли.—М.: Мир, 1966.]
- 14. *Jacobs J. A.* The Earth's Core. London: Pergamon, 1976. [Имеется перевод: *Джекобс Дж.* Земное ядро.—М.: Мир, 1979.]
- 15. *Jeffreys H.* The Earth. 6th ed. Cambridge, England: Cambridge University Press, 1976. [Имеется перевод 4-го изд.: *Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение.—М.: ИЛ, 1960.]
- *16. *Press F. and Siever R.* Earth. 3rd. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1982.
- *17. *Richter C. F.* Elementary Seismology. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1958. [Имеется перевод: *Рихтер Ч. Ф.* Элементарная сейсмология.—М.: ИЛ, 1963.]
- 18. *Stacey F.* Physics of the Earth, 2nd ed. London: Pergamon, 1978. [Имеется перевод 1-го изд.: *Стейси Ф.* Физика Земли.—М.: Мир, 1972.]
- 19. *Thompson W. (later Lord Kelvin) and Teit P. G.* Theatise on Natural Philosophy. Cambridge, England: Cambridge University Press, 1879.
- 20. *Verhoogen J., Turner F. J., Weiss L. E., Wahrhaftig C. and Fyle W. S.* The Earth: An Introduction to Physical Geology. New York: Holt, Rinehart and Winston, 1970.
- ** *Винник Л. П.* Исследования мантии Земли сейсмическими методами.—М.: Наука, 1976.
- ** *Жарков В. Н.* Внутреннее строение Земли и планет.—М.: Наука, 1983.
- ** *Саваренский Е. Ф.* Сейсмические волны.—М.: Недра, 1972.

Обзорные статьи и избранные работы, описание которых
имеется в тексте книги

- 21. *Alterman Z., Jarosh H. and Pekeris C. L.* Oscillations of the Earth. *proc. Roy. Soc. Lond., A* **252**, 80–95, 1959. [Имеется перевод в сб.: Собственные колебания Земли.—М.: Мир, 1964, с. 154–177.]
- *22. *Anderson D. L.* Seismology on Mars. *Earthquake Information Bulletin*, **11**, 120–126, 1979.
- 23. *Backus G. and Gilbert F.* Uniqueness in the Inversion of Inaccurate Gross Earth Data. *Philos. Trans. Roy. Soc. Lond., A* **266**, 123–192, 1970.
- 24. *Birch F.* Composition of the Earth's Mantle. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **4**, 295–311, 1961.
- *25. *Bolt B. A.* The Density Distribution Near the Base of the Mantle and Near the Earth's Center. *Phys. Earth and Planet. Interiors*, **5**, 301–311, 1972.
- *26. *Bolt B. A.* The Fine Structure of the Earth's Interior. *Scientific American*, **228**, 24–33. March 1973 (offprint 906).
- 27. *Bolt B. A.* The Detection of *PKIKP* and Damping in the Inner Core. *Annali di Geofisica*, **30**, 507–520, 1977.
- 28. *Bolt B. A. (Chairman).* U. S. Earthquake Observatories. Recommendations for a New National Network, Panel Report, Committee on Seismology, National Academy Press, 1981.
- 29. *Bolt B. A. and Brillinger D. R.* Estimation of Uncertainties in Eigenspectral Estimates from Decaying Geophysical Time Series. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **59**, 593–603, 1979.

** Добавлено редактором перевода.

- *30. Bolt B. A. and Derr J. S. Free Bodily Vibrations of the Terrestrial Planets. *Vistas in Astronomy*, **11**, 69–102, 1969.
31. Bolt B. A. and Uhrhammer R. A. Resolution Techniques for Density and Heterogeneity in the Earth. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **42**, 419–435, 1975.
32. Branson J. C., Moss F. J. and Taylor F. J. Deep Crustal Reflection Seismic Test Survey, Mildura, Victoria and Broken Hill, N.S.W. Bureau of Mineral Resources, Australia, Report 183, 1976.
33. Bullen K. E. and Haddon R. E. W. Some Recent Work on Earth Models with Special Reference to Core Structure. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **34**, 31–38, 1973.
- *34. Bush S. G. Discovery of the Earth's Core. *Am. J. Phys.*, **48**, 705–724, 1980.
35. Cleary J. R. The S Velocity of the Core–Mantle Boundary from Observations of Diffracted S. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1399–1405, 1969.
36. Cleary J. R. and Anderssen R. S. Seismology and the Internal Structure of the Earth. *In The Earth, Its Origin, Structure and Evolution*, New York, Academic Press, 1979.
37. Doornbos D. J. and Mondt J. C. P. and S Waves Diffracted Around the Core and the Velocity Structure at the Base of the Mantle. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **57**, 381–395, 1979.
38. Drake L. and Bolt B. A. Love Waves Normally Incident at a Continental Boundary. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1103–1123, 1980.
39. Dziewonski A. M. and Anderson D. L. Preliminary Reference Earth Model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297–356, 1981.
40. Engdahl E. R., Flinn E. H., Romney C. Seismic Waves Reflected from the Earth's Inner Core. *Nature*, **228**, 852–853, 1970.
41. Engdahl E. R. and Schulz C. H. A Double Benioff Zone Beneath the Aleutians: An Unbending of the Lithosphere. *Geophys. Res. Letters*, **4**, 473–476, 1977.
42. Fukao Y., Kanjo K. and Nakamura I. Deep Seismic Zone as an Upper Mantle Reflector of Body Waves. *Nature*, **272**, 606–608, 1978.
43. Haddon R. A. W. and Cleary J. R. Evidence for Scattering of Seismic PKP Waves Near the Mantle–Core Boundary. *Phys. Earth and Planet. Interiors*, **8**, 211–234, 1974.
44. Hart R. C., Anderson D. L. and Kanamori H. The Effect of Attenuation on Gross Earth Models. *J. Geophys. Res.*, **82**, 1647, 1977.
45. Hasegawa A., Umino N., Takagi A. Double-Planed Deep Seismic Zone and Upper-Mantle Structure in the Northeastern Japan Arc". *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **54**, 281–296, 1978.
46. Johnson L. R. Array Measurements of P Velocities in the Upper Mantle. *J. Geophys. Res.*, **70**, 6309–6325, 1967.
- *47. Jordan J. H. The Deep Structure of the Continents. *Scientific American*, **240**, 92–107, January 1979 (Offprint 935).
48. Jordan J. H. Structural Geology of the Earth's Interior. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **76**, 4192–4200, 1979.
49. Jordan J. H. and Anderson D. L. Earth Structure from Free Oscillations and Travel Times. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **36**, 411–459, 1974.
50. Linde A. T. and Sacks I. S. On Double Benioff Zones in Subduction Regions. *Carnegie Institute of Washington Year Book*, **78**, 517–520, 1978.
- *51. Oldham R. D. On the Propagation of Earthquake Motion to Great Distances. *Philos. Trans. Roy. Soc. Lond.* **194**, 135–174, 1900.
- *52. Oliver J. Exploration of the Continental Basement by Seismic Reflection Profiling. *Nature*, **275**, 485–488, 1978.
53. Oliver J. Exploring the Basement of the North American Continent. *American Scientist*, **68**, 676–683, 1980.

- *54. *Press F.* Resonant Vibrations of the Earth, *Scientific American*, **213**, 28–37, November 1965.
55. *Smith S.W.* An Investigation of the Earth Free Oscillations. Ph.D.thesis, California Institute of Technology, 1961.
56. *Smithson S.B., Brewer J., Kaufman S., Oliver J. and Hurich C.* Nature of the Wind River Thrust, Wyoming, from COCORP Deep-Reflection Data and from Gravity Data. *Geology*, **6**, 648–652, 1978.
57. *Stewart I. C.F. and Keen C.E.* Anomalous Upper Mantle Structure Beneath the Cretaceous Fogo Seamounts Indicated by *P*-Wave Reflection Delays. *Nature*, **274**, 788–791, 1978.
58. *Stifler J. and Bolt B.A.* Eigenvibrations of a Non-Radially Symmetric Earth, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **64**, 201–221, 1981.
- *59. *Taylor S.R.* Structure and Fvolution of the Moon, *Nature*, **281**, 105–110, 1979.
60. *Verhoogen J.* Energetics of the Earth. National Academy of Sciences, Washington, D.C., 1980.

Предметный указатель

- Амплитуда волн 31, 36, 55, 148
– смещения почвы 63, 65
- Асимметрия Земли 134
- Астеносфера 20, 82, 158
- Беньоффа** зоны 102–104
- «Большие волны» 16, 55
- «Вибросейс» 79
- Внешнее ядро 86, 160
- Внутреннего ядра граница 91, 119, 160
– открытие 27–29
– радиус 28, 90, 119
– твердое состояние 147, 160
- Внутреннее ядро 89
- Волны звуковые 34
– на воде 34
– световые 27, 33, 34, 54, 90
- Временная и частотная области 29, 53, 128
- Время пробега волн 25, 38, 48, 148
- Геометрическое расхождение 34, 55
- Гипоцентр и эпицентр землетрясения 59
- Глубина очага землетрясения 46, 103
- Годографы 69, 70
- «Горбы» на границе ядра 87, 123
- Граница между мантией и ядром 87
- Давление внутри Земли 146, 162, 179
- Дисперсионные кривые 51, 53
- Дисперсия волн 35
- Дифракция волн 20, 27, 35, 47, 112, 168
- Длина волны 31
- Добротность *см.* Затухания параметр Q
- Затухание колебаний 55, 132, 137, 160
- Затухания параметр Q 55, 132, 138–141
- Землетрясения 58–60
Аляскинское 1964 г. 61, 128, 151
Камчатское 1952 г. 125
Токийское 1889 г. 16
Чилийское 1960 г. 61, 125, 135, 138
Японское 1958 г. 72, 75
- Земная кора 21, 57, 76
– спектроскопия 127, 128
- Земного ядра открытие 16–21
- Земное ядро 90
- Зона тени 18, 86, 90, 104, 112
- Излучение 157
- Индекс состояния 161, 172

- Каустика 90, 117
 Конвекция 157
 – в мантии 86, 111, 157
 Корни гор 56, 105, 164
 Кривые увеличения сейсмографов 67
 Критический угол 38
 Крутильные колебания 130–134
- Литосфера 82, 101, 158
 Лунотрясения 94
 Луны внутреннее строение 96
 – радиус 97
 – ядро 97
 Лучевой параметр 48
 Лучевые диаграммы 55
 Лява волны 45, 49, 53, 74
- Магнитное поле Земли 87
 Магнитуда землетрясения 61, 128
 Мантия Земли 21, 81, 101
 Марс 97
 Марсотрясения 99, 100
 Масса Земли 11, 144, 176
 – Луны 176
 Микросейсмь 63, 67, 94, 100
 Модели Земли 13–15, 152
 Модули упругости 44, 143, 179
 Момент инерции 143, 144, 176
 Мохо 21, 76
- Низкоскоростной слой 82, 153
 Нодальные линии см. Узловые линии
 НСВ 33, 54, 68, 92
- Оболочки Земли (по Буллену) 82, 111
 Отраженных волн метод 23, 77
- Переход к внутреннему ядру 117
 – от мантии к ядру 87, 111, 123, 159
 Плотности связь с амплитудами отраженных волн 148
 – с собственными колебаниями Земли 151
 – со скоростями 44, 142, 146, 160
 Плотность веществ 142
 – Земли 2, 10, 12, 142–144, 162, 178
- Подземные ядерные взрывы 23, 59, 84, 87, 149
 Поляризация волн 42
 Поперечные волны (*S*) 16, 36, 41, 71
 диф *S* 47
ScS 47
SH 113
SKS 71, 113, 115
sS 46
SS 47, 70
 «Предварительные колебания» 16, 19, 20, 55, 74
 Предвестники *P*-волн 83–86, 117, 121
 Преломленных волн метод 76
 Приливные колебания 14, 97, 124, 127
 Продольные волны (*P*) 16, 36, 41, 71
 диф *P* 47
Pc 112
PcP 20, 46, 47, 149
PdP 47, 109
PKhKP 47, 83, 118
PKIKP 92, 141, 160
PKiKP 90, 160
PKiKP 20, 46, 47, 83, 92, 149, 160
PKJKP 46
PKP 46, 121
PmKP 47, 87
pP 40, 46, 47, 104
PP 40, 46, 71, 108
P'P' 40, 46, 47, 83
- Прямые и обратные задачи 22, 127
 Пути наибольшего и наименьшего времени 38–41
 Путь минимаксный 40, 41
- Радиальные колебания 129, 131, 134
 Разрешение и точность данных 26, 128
 Рассеяние и ослабление 54
 Расщепление спектральных линий 134
 Рэлея волны 45, 49, 50, 71, 74
- Сейсмические волны 22, 36, 41
 –– объемные 36, 44, 72
 –– поверхностные 45, 49, 72
 –– стоячие 51
 – лучи 33, 37
 Сейсмический параметр 144–146

- Сейсмических лучей отражение и преломление 38
- Сейсмичность 58, 101
- Сейсмограммы 68, 71
– синтетические 69
- Сейсмографов группы 64, 67, 68, 148
- Сейсмографы 61
- Скорости связь с плотностью 44, 142, 146, 160
- Скорость сейсмических волн 23–25, 42, 152, 162, 177
- Снеллиуса* закон 25, 38
- Собственные колебания 124, 128
- Собственных колебаний спектр 127, 135
– типы 128, 130, 140
- Субдукция 103
- Сфероидальные колебания 128–134
- Температура 12, 155, 162
- Тепловой поток 155, 176
- Теплопроводность 156
- Типы сейсмических волн 36, 44–47, 180
- Узловые линии 129–131
- Фаза волн 30, 31, 50
- Физическое строение Земли 10, 12, 142, 162
– Луны 97
– Марса 98
- Цифровые записи 65
- Цунами 34
- Частота колебаний 31, 63
- Шепчущая галерея 49

Оглавление

ОТ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА	5
ПРЕДИСЛОВИЕ	7
Глава 1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О НЕДРАХ ЗЕМЛИ	9
Досейсмологическая эра	9
Сейсмологическая эра	15
Прямые и обратные задачи	22
Дополняющие друг друга миры времени и частоты	29
Глава 2. ТИПЫ ВОЛН, ВОЗБУЖДАЕМЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ	33
Волны в природе	33
Сейсмические лучи	37
Сейсмические волны, распространяющиеся внутри Земли	41
Сейсмические волны, бегущие вдоль поверхности Земли	49
Стоячие сейсмические волны	51
Рассеяние и ослабление	54
Построение лучевых диаграмм с помощью ЭВМ	55
Глава 3. ИЗМЕРЕНИЕ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	58
География землетрясений	58
Сейсмографы	61
Сейсмические обсерватории и группы сейсмографов	64
Встреча с НСВ на сейсмограммах	68
Глава 4. ОСНОВНЫЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ, ЛУНЫ И МАРСА	76
Земная кора	76
Мантия	81

Внешнее ядро	86
Внутреннее ядро	89
Луноотражения и внутреннее строение Луны	94
Марс	97
Глава 5. БОЛЕЕ ТОНКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ	101
Литосфера	101
Переходная зона между мантией и ядром	111
Переход к внутреннему ядру	117
Глава 6. СОБСТВЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЗЕМЛИ	124
Информация от сильнейших землетрясений	124
Земная спектроскопия	128
Влияние асимметрии Земли	134
Измерение затухания	137
Глава 7. ПЛОТНОСТЬ, УПРУГИЕ СВОЙСТВА И ТЕМПЕРАТУРА	142
Плотности, основанные на скоростях сейсмических волн	142
Плотности, основанные на амплитудах отраженных волн	148
Плотности, основанные на собственных колебаниях Земли	151
Температуры	155
Сводка физических свойств недр Земли	162
Глава 8. УПРАЖНЕНИЯ И НАГЛЯДНЫЕ ПРИМЕРЫ	164
Ответы	174
ПРИЛОЖЕНИЕ	175
ЛИТЕРАТУРА ДЛЯ ДАЛЬНЕЙШЕГО ЧТЕНИЯ	181
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	185

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и др. просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-278, 1-й Рижский пер., дом 2, изд-во «Мир».

Брюс А. Болт

В ГЛУБИНАХ ЗЕМЛИ

О ЧЕМ РАССКАЗЫВАЮТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Научный редактор В. А. Пантаева
Младший научный редактор В. Н. Соколова
Художник Ю. С. Урманчеев
Художественный редактор М. Н. Кузьмина
Технический редактор М. А. Страшнова
Корректор В. С. Соколов

ИБ 3973

Сдано в набор 16.11.83.
Подписано к печати 03.05.84.
Формат 60 × 90¹/₁₆.
Бумага офсетная № 1.
Гарнитура таймс. Печать офсетная.
Объем 6,00 бум. л.
Усл. печ. л. 12,00. Усл. кр.-отг. 24,59.
Уч.-изд. л. 11,95. Изд. № 27/3300.
Тираж 10000 экз. Зак. 1017. Цена 70 коп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

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

Можайский полиграфкомбинат Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли 143200, Можайск, ул. Мира, 93.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
выпускает в свет в 1985 году

ТЁРКОТ Д., ШУБЕРТ Дж. Геодинамика. В 2-х частях: Пер. с
англ.—40 л., 6 р. 30 к. за комплект.

Данные о крупномасштабных перемещениях континентов и создание тектоники плит существенно повысили интерес к геодинамике—отрасли знания, изучающей современные движения земной коры и их теоретическое описание. Книга двух ведущих американских специалистов построена на основе лекций, читавшихся на протяжении ряда лет студентам геологам, физикам, математикам, химикам, инженерам, и представляет собой современное учебное пособие по геодинамике.

В книге последовательно излагаются основы тектоники плит и сравнительной планетологии, теория упругости и ее применения в геологии, теплоперенос в недрах Земли и гравитационные аномалии, явления течений и складкообразования, реология земных недр и смещения по разломам.

Книга предназначена для студентов и преподавателей вузов—геологов, физиков, геофизиков, математиков. В книгу включены дополнительные литература, а также свыше 250 задач; в конце книги для многих из них приведены решения.

Заблаговременно оформляйте заказы на интересующие Вас книги. Заказы принимают магазины, распространяющие научно-техническую литературу. Своевременно сданный заказ гарантирует приобретение нужных Вам книг.

Б. Болт

В глубинах Земли

В начале нынешнего столетия наступил перелом в дотоле неразрешимом споре о строении недр Земли, который ознаменовал собой начало сейсмологической эры. В медицине рентгеновские лучи проходят сквозь человеческое тело и на фотопластинке возникает рисунок из черных и белых тонов, который глаз опытного специалиста способен воспринимать как структуру тела. Во многом сходная картина наблюдается при землетрясении, когда сейсмические волны проходят сквозь тело Земли и записываются сейсмографами на обсерваториях. Эти волны несут информацию о среде, через которую они прошли. Основная задача состоит в том, чтобы расшифровать записанные волны и получить как бы рентгеновский снимок нашей планеты. Подобно рентгенограммам, сейсмограммы с записанными землетрясениями дают лишь мутный силуэт структуры Земли, и необходим большой опыт и квалифицированный анализ, чтобы получить более ясную картину.

