

П. Шарма

# Геофизические методы в региональной геологии



Издательство  
«Мир»

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В РЕГИОНАЛЬНОЙ  
ГЕОЛОГИИ

# Geophysical Methods in Geology

Second Edition

P. V. Sharma

Professor of Solid Earth Physics  
Institute of Geophysics  
University of Copenhagen  
Copenhagen, Denmark

Elsevier  
New York·Amsterdam·London

П. Шарма

# Геофизические методы в региональной геологии

Перевод с английского  
канд. техн. наук Б. В. Гусева

под редакцией  
д-ра геол.-мин. наук Ф. М. Ляховицкого

5138



Москва «Мир» 1989



ББК 26.2  
Ш25  
УДК 550.83

**Шарма П.**

Ш25 Геофизические методы в региональной геологии: Пер. с  
англ. — М.: Мир, 1989. — 487 с., ил.

ISBN 5-03-000928-0

В книге известного датского геофизика рассматриваются вопросы применения современных геофизических методов на этапе регионального и глубинного изучения земной коры. Описываются сейсмические методы (методы отраженных и преломленных волн), основы сейсмологии и сеймотектоники, методы гравиметрии, магнитометрии, палеомагнитных исследований, а также электрические и электромагнитные методы. Значительное внимание уделено радиометрическим и геотермическим исследованиям.

Для геофизиков и геологов различных специализаций, работающих в области поисков и разведки полезных ископаемых и занимающихся исследованиями земных недр, а также студентов соответствующих специальностей.

Ш  $\frac{1803020004-254}{041(01)-89}$  81—89 г.

**ББК 26.2**

*Редакция литературы по геологии и геофизике*

ISBN 5-03-000928-0 (русск.)  
ISBN 0-444-00836-5 (англ.)

© 1986 by Elsevier Science Publishing  
Co., Inc.

© перевод на русский язык, «Мир»,  
1989

## Предисловие редактора перевода

На рубеже последнего десятилетия XX века можно констатировать все возрастающее значение геофизических методов в геологии. Это объясняется, с одной стороны, трудностями, с которыми встречаются стандартные методы исследований (бурение, геологическая съемка) вследствие увеличения глубинности поисково-разведочных работ и их распространения на труднодоступные районы и акватории; с другой стороны, развитием физических основ геофизики и переходом к цифровой регистрации и компьютерной обработке данных, что значительно расширило разведочные возможности геофизических методов. Последние стали использоваться не только для решения структурных задач, но и для оценки состава и свойств горных пород, их флюидонасыщенности, напряженного состояния и др.

Геофизики освоили сушу, воздух, море и космос. Морские и воздушные геофизические съемки характеризуются большой производительностью и позволяют за короткие сроки исследовать огромные площади. Для всех основных геофизических методов разработаны скважинные модификации, позволяющие проводить геофизические работы во внутренних точках среды, т. е. уменьшить влияние различных поверхностных помех.

Для успешной реализации возросших возможностей геофизики очень важно повысить соответствующую подготовку специалистов-геологов, которые в основном и используют геофизическую информацию. Современный геолог должен достаточно четко представлять себе физические основы, возможности и ограничения геофизических методов. Основой такой подготовки должен быть специальный учебник. Предлагаемый читателю перевод книги (вышедшей в оригинале уже 2-м изданием) в значительной степени отвечает указанным требованиям. Ее автор — профессор Копенгагенского университета, известный геофизик П. В. Шарма, имеющий многолетний опыт преподавательской работы.

Книга построена по принципу «автономии»: в каждой главе дается описание одного из геофизических методов и различных аспектов его применения — как разведочного, так и регионально-глобального. В заключение главы приводится список литературы. Это позволит читателю выборочно изучать особенности интересующих его геофизических методов. В последней главе рассмотрено несколько примеров комплексного применения различных методов.

В книге можно отметить углубленный анализ гравиметрического и магнитного методов. Вполне оправданно выделение палеомагнитных исследований в отдельную главу, поскольку геологическая информативность этих работ значительна. При

изложении сейсмических методов автор рассматривает как проблемы сейсмической разведки, так и сейсмологические исследования Земли. К сожалению, в главе, посвященной сейсмическим исследованиям, не упомянут ряд новых перспективных направлений сейсморазведки: сеймостратиграфия, метод вертикального сейсмического профилирования, метод поперечных и обменных волн и исследования по сейсмической анизотропии. Чтобы читатель мог самостоятельно познакомиться с этими новыми методами, дадим краткие справочные сведения.

Сеймостратиграфический метод был разработан в 70-х годах группой американских геологов и геофизиков на основе детального анализа временных разрезов, получаемых в методе отраженных волн, применительно к задачам поисков и разведки нефти и газа [1]. Аналогичные исследования проводятся и в СССР [2—4]. При сеймостратиграфических исследованиях изучают как общую картину поведения осей синфазности волн на сейсмическом разрезе, так и пространственное изменение динамики (форма, полярность, амплитуда) отдельного отражения. Отметим, что указанный подход может найти применение не только при исследованиях на нефть и газ, но и в других областях геологии: разведке рудных и угольных месторождений, изучении строения земной коры и др.

Метод вертикального сейсмического профилирования (ВСП) предложен в СССР Е. И. Гальпериным [5]. ВСП является мощным средством изучения условий образования отраженных сейсмических волн и идентификации сейсмических границ. В практическом отношении ВСП используется для детального изучения сейсмических границ вблизи скважины. По сравнению с материалами наземной сейсморазведки данные ВСП в меньшей степени подвержены искажающему влиянию неоднородной верхней части разреза и обогащены высокочастотными составляющими, что позволяет достичь большей разрешающей способности и осуществить межскважинное прозвучивание [6].

Метод поперечных и обменных волн получил развитие благодаря исследованиям, выполненным в СССР Н. Н. Пузыревым, А. В. Тригуновым, Л. Ю. Бродовым и др. [7]. Сопоставляя сейсмические разрезы, полученные при регистрации отраженных и преломленных волн разного типа (продольных, поперечных, обменных), можно определять упругие характеристики горных пород и отношение скоростей  $V_S/V_P$  сейсмических волн. Это отношение является индикатором состава и флюидонасыщенности горных пород (для газа оно максимально, для воды минимально).

Важно отметить, что при изучении поперечных волн получены дополнительные сведения об упругой анизотропии отдельных областей земной коры. Причиной анизотропии может быть

тонкая слоистость, упорядоченная трещиноватость, взаимная ориентировка порообразующих минералов [8, 9]. В средах указанного типа распространяются два типа поперечных волн ( $SV$  и  $SH$ ) с различной поляризацией колебаний и различной скоростью распространения. Разделение поперечных колебаний на две волны указывает на упругую анизотропию среды.

Совместное изучение анизотропии различных свойств: сейсмических, электрических, магнитных — дает дополнительную информацию о строении, составе горных пород и истории их развития.

Особенностью данной книги является наличие специальной главы (гл. 10), где рассмотрены некоторые геофизические аспекты теории тектоники плит. И в других главах примеры геофизических исследований трактуются на основе теории тектоники плит. В этом отношении можно говорить о четких геологических позициях автора.

Для стиля Шармы характерны ясность, умение подчеркнуть физическую сущность явления. Этому способствует и хороший подбор иллюстративного материала.

Книгу можно рекомендовать как учебное пособие для студентов и аспирантов геолого-геофизических специальностей. Она будет полезна специалистам геологам и геофизикам, изучающим строение земной коры или работающим в области теории и практики разведки минеральных ресурсов.

Ф. Ляховицкий

#### ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Сейсмическая стратиграфия/Под ред. Ч. Пейтона, ч. 1 и 2. — М.: Мир, 1982, 846 с.
2. Кунин Н. Я., Кучерук Е. В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. «Месторождения горючих полезных ископаемых» (Итоги науки и техники), ВИНТИ АН СССР, 1984, 198 с.
3. Мушин И. А., Хатянов Ф. И., Бродов Л. Ю. Структурно-формационная интерпретация данных сейсморазведки. В сб. «Прикладная геофизика», вып. 112. — М.: Недра, 1985, с. 19—36.
4. Гогоненков Г. Н. Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой. — М.: Недра, 1987, 221 с.
5. Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование. 2-е изд. — М.: Недра, 1982, 344 с.
6. Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Файзулин И. С. Межскважинное прозвучивание. — М.: Недра, 1986, 130 с.
7. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн. Пузырев Н. Н., Тригубов А. В., Бродов Л. Ю. и др. — М.: Недра, 1985, 277 с.
8. Ляховицкий Ф. М. Сейсмические волны в гетерогенных средах. — М.: Междугосударственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР, 1988.
9. Сейсморазведка. Справочник геофизика./Под ред. Гурвича И. И., Номоконова В. П. — М.: Недра, 1981.

Науки о Земле — весьма заманчивое поле деятельности для ученых, пытающихся преждевременно объяснить еще не совсем понятные данные.

*Р. Х. Дана*

## Предисловие

Первое издание этой книги возникло из курса лекций, прочитанных студентам, специализировавшимся по наукам о Земле, в Университете Копенгагена. Оно предназначалось для студентов последнего курса — как геологов, так и геофизиков — и преследовало цель познакомить их с важнейшими геофизическими методами в целом, но не обучать их полностью всем этим методам или некоторым из них.

Задачи данного издания остались теми же. Однако за истекшие десять лет в рассматриваемом предмете появилось много нового, поэтому большая часть первоначального текста была переработана и дополнена. Кроме того, в этом издании мы получили возможность расширить книгу, включив в нее три главы в соответствии с пожеланиями рецензентов первого издания.

В связи с включением дополнительного материала и введения необходимых изменений в изложение пришлось обновить композицию книги. Во вводной главе обрисованы области применения геофизических методов и сделаны замечания по использованию единиц системы СИ и геохронологической шкалы. Основные геофизические методы описываются в последующих восьми главах. Включена отдельная глава, посвященная палеомагнитным методам. Глава по электрическим методам была расширена, в нее включено рассмотрение методов естественного поля и вызванной поляризации, а электромагнитные методы теперь выделены в отдельную главу. В главу, посвященную тектонике плит, включен новый раздел по аккреционным массивам и микроплитам. Заключительная глава является новой и содержит примеры комплексных исследований, в которых используется несколько геофизических методов.

Область приложения геофизических методов столь широка, что выбор тем для рассмотрения — с учетом личных интересов — может быть самым разным. В этой книге, как и в первом ее издании, основной акцент делается на проблемах геофизических исследований земной коры, где главным образом и происходит взаимодействие геофизики с геологией. Рассматриваются и некоторые задачи разведочной геофизики, поскольку

имеется несколько точек соприкосновения между изучением земной коры и поисково-разведочными работами. Ряд тем, приобретающих все большую важность, таких как прогноз землетрясений, глубинное сейсмическое зондирование методом отраженных волн, исследование геотермальных ресурсов, инверсии геомагнитного поля, морские палеомагнитные данные, столкновение континентов и аккреция, рассмотрен с разъяснением деталей, обычно не приводимым во вводных руководствах по геофизике.

Эта книга предназначена главным образом для студентов старших курсов, уже закончивших примерно двухлетнее изучение основ физики и геологии. Она может также послужить справочником для тех специалистов по наукам о Земле, которые хотят расширить свои знания по основным геофизическим методам, в частности в областях, лежащих за пределами их узких интересов. Материал по темам размещен таким образом, что читатель сможет найти почти все необходимое для себя, даже и не читая всю книгу целиком. Каждую главу — по сейсмическим, гравиметрическим, магнитным, палеомагнитным, электрическим, электромагнитным, радиоактивным и геотермическим методам — можно читать независимо. Характер изложения позволит преподавателям с максимально возможной гибкостью исключать отдельные части глав или опускать полностью некоторые главы без заметной потери цельности предмета.

Чтобы сделать текст легко «читаемым», математическое описание было сведено к минимуму и некоторые разделы выделены в приложения. Для тех, кто хочет подробнее познакомиться с конкретными темами, в конце каждой главы приведен список соответствующей литературы.

Пересмотру 1-го издания книги способствовали замечания и предложения, сделанные многими друзьями и коллегами. Я признателен им всем, и в особенности М. Беку мл. из Университета Западного Вашингтона за его подробные комментарии по многим главам и конкретные предложения по улучшению текста.

Наконец, подготовка данного издания была бы невозможна без искреннего участия и дружеской помощи со стороны И. Альтмана и Ф. Шафера из издательства «Эльзевир». Я благодарен также всем авторам и издательствам за разрешение использовать принадлежащие им иллюстративные материалы.

*П. В. Шарма*  
Копенгаген

# 1. Введение

## 1.1. Связь геофизики с геологией

По определению геофизика — это наука, занимающаяся изучением Земли методами физики. Ей, наряду с геологией и географией, принадлежит важное место в сфере наук о Земле.

Строго говоря, предмет охватывает физику всей Земли — от ее самых глубоких недр до дальних границ атмосферы — и поэтому включает много дисциплин. Но в современной практике слово «геофизика» часто употребляется в более ограниченном смысле, обозначая применение физики к изучению «твердой Земли» (исключая гидросферу и атмосферу), и именно в этом смысле данное слово будет использоваться в настоящей книге.

Круг интересов геофизики, даже в ее ограниченном смысле, охватывает множество областей знания. Сюда относятся, например, следующие дисциплины:

*Геодезия и гравиметрия* — изучение формы Земли и ее гравитационного поля;

*сейсмология и сейморазведка* — изучение распространяющихся в Земле колебаний, вызванных землетрясениями и другими источниками (например, химическими или ядерными взрывами);

*геомагнетизм и геоэлектричество* — исследование земного магнитного поля и электрических явлений;

*геотермика* — анализ теплового потока и распределения температуры внутри Земли;

*тектонофизика* — изучение физических аспектов региональной и глобальной тектоники;

*геокосмогония* — изучение вопросов происхождения Земли;

*геохронология* — датирование событий в истории Земли.

Помимо этого есть еще несколько отраслей науки, которые, хотя из общих соображений принадлежат к геофизике, более тесно связаны с геологией. К ним относятся такие специальные дисциплины, как *вулканология*, *гидрология* и *гляциология*, сферы интересов которых ясны из их наименований.

Геофизика как наука развилась из физики и геологии и не имеет резких границ ни с одной из этих дисциплин. Геоло-

гия подразумевает исследование Земли путем прямых наблюдений горных пород либо из поверхностных обнажений, либо из буровых скважин; анализируя данные этих наблюдений, геологи делают выводы о структуре, составе и истории эволюции пород. С другой стороны, геофизика занимается изучением «недоступной Земли» посредством физических измерений, выполняемых обычно на земной поверхности или над ней (а также в скважинах, горных выработках и на морском дне. — *Перев.*); при этом также необходимо проводить интерпретацию получаемых данных для выяснения строения земных недр и происходивших в них явлений. По методам исследований геофизика является одной из областей физики, но она изучает разнообразные особенности Земли и потому имеет общую с геологией цель — изучить планету, на которой мы обитаем.

Считается, что геофизические исследования являются *количественными* и *поддаются оценке*, тогда как геологические исследования всегда характеризовались как *качественные* и *описательные*. Однако эта линия различий между двумя дисциплинами постепенно стирается благодаря все лучшей координации их отдельных действий и результатов. Такая тенденция особенно отчетливо проявляется в разведочной геофизике, где подавляющее большинство геологов львиную долю своего времени тратят на извлечение количественной информации из геофизических данных, таких как сейсмические разрезы, данные электрических исследований или скважинной геофизики. Аналогичным образом геофизики, которые традиционно занимались главным образом измерениями физических характеристик различных явлений, для повышения надежности своих заключений теперь уделяют все большее внимание геологическим материалам.

Недавно мы были свидетелями революции в науках о Земле, связанной с новейшими достижениями в теории глобальной тектоники (такими, как «спрединг морского дна» и «тектоника плит»). Она произошла в наибольшей степени благодаря умению объединять разрозненную информацию, получаемую многочисленными геофизическими и геологическими методами.

Однако в области высшего образования различие между геологией и геофизикой продолжает существовать и в ближайшее время радикальных изменений ожидать не приходится. В течение еще весьма значительного времени университеты будут продолжать выпускать дипломированных геологов и (или) геофизиков, а не специалистов «по наукам о Земле» или «по разведке полезных ископаемых». Тем не менее приятно узнать, что в большинстве высших учебных заведений все больше ощущают необходимость вводить курс по геофизике в учебные планы для геологов. В некотором смысле эта книга отвечает таким требованиям.

Каждый специалист, занимающийся изучением Земли, особенно геолог, должен быть знаком с методами геофизики. Только это позволит ориентироваться в вопросе о том, какой из геофизических методов сможет (или не сможет) помочь найти ответ в конкретной геологической ситуации. Нужно также иметь представление об ограничениях геофизических методов. Следует подчеркнуть, что большинство задач, которые приходится решать в ходе исследования подземных структур и процессов, относятся к типу «обратных», т. е. в них ищут «источник» исходя из наблюдаемого «эффекта». В общем невозможно с помощью интерпретации измеренного физического эффекта (скажем, изменений на поверхности значений силы тяжести, магнитных или электрических полей) однозначно определить источник или явление, имеющие место на конкретной глубине внутри Земли, так как теоретически один и тот же эффект может создаваться самыми разными источниками, обладающими различными характеристиками и залегающими на разных глубинах. Используя комбинацию из нескольких геофизических методов, часто удается получать больше информации, благодаря чему сужаются пределы возможных решений и уменьшается неоднозначность последних. Совершенно очевидно, насколько важно при интерпретации данных геофизических измерений полностью использовать всю имеющуюся геологическую информацию.

## 1.2. Области применения геофизических методов

К физическим свойствам горных пород, наиболее часто используемым в геофизических исследованиях, относятся: упругие характеристики, плотность, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, электрическое сопротивление или проводимость, радиоактивность и теплопроводность. На основе этих свойств и были разработаны геофизические методы, которые по существу позволяют обнаружить поверхность раздела областей, заметно отличающихся друг от друга по какому-нибудь физическому параметру. В этой книге геофизические методы разделены на восемь групп и описываются под соответствующими заголовками. Это следующие методы: сейсмические, гравитационные, магнитные, палеомагнитные, электрические, электромагнитные, радиометрические и геотермические.

Геофизические методы используются при решении огромного множества задач — от выяснения внутреннего строения, состава и динамики Земли до обнаружения залежей полезных ископаемых на небольших глубинах. Исследования крупномасштабных проблем, связанных с внутренним строением и

динамическими свойствами Земли, составляют главные области интересов так называемой *общей* (глобальной) геофизики. С другой стороны, частные способы приложения геофизических методов к разведке нефти и других полезных ископаемых принадлежат к сфере *прикладной* (разведочной) геофизики. Разведочная геофизика возникла и развилась из методов, используемых в общей геофизике, и взаимосвязь этих двух дисциплин теперь превратилась в плодотворную для них обеих взаимозависимость. Например, многие методы сейсмических работ со взрывными источниками, первоначально разработанные для применения в разведке на нефть, с успехом используются и в чисто научных исследованиях, касающихся строения земной коры и верхней мантии. С другой стороны, результаты, полученные при многих крупномасштабных исследованиях в области глобальной геофизики (сеймотектоники, теплового потока, глубинного электрического зондирования методом сопротивлений, палеомагнетизма и тектоники плит), в большой мере помогали оконтуривать зоны специфического тектонического строения, благоприятные для образования рудных залежей, скоплений нефти и других энергетических ресурсов.

При рассмотрении различных геофизических методов в этой книге основное внимание уделяется в основном «наземной» (полевой) геофизике, задачи которой приходится решать в тесном взаимодействии с геологией. Большинство задач, стоящих перед полевой геофизикой, связано с исследованием земной коры, ее строения, эволюции, динамики и энергетических ресурсов. Как демонстрируется несколькими примерами полевых наблюдений, описанными в гл. 2—11, эта область применения имеет ряд точек соприкосновения как с глобальной, так и с разведочной геофизикой.

### 1.3. Единицы измерения, использованные в книге

Международная система единиц СИ широко принята многими научными и техническими учреждениями, в том числе Европейской ассоциацией геофизиков-разведчиков, Международной ассоциацией по геомагнетизму и аэронамии и Советом Королевского общества (Лондон). Несмотря на всеобщую тенденцию всячески поощрять использование системы СИ, нельзя сбрасывать со счета тот факт, что от старых привычек отвыкают с трудом, и многие геофизики (в частности, в США) все еще никак не привыкли мыслить непосредственно через ньютон, тесла и даже джоули. Например в области геомагнетизма и палеомагнетизма некоторые научные сотрудники, по-видимому неуверенные в точном значении той физической

величины, о которой они говорят, пытаются скрыть свое замешательство, пишут об «очень многих единицах СГСМ или СГС». Такие трудности редко возникают при использовании системы СИ, так как здесь исследователи выражают каждую рассматриваемую величину в одних и тех же неизменных единицах измерения.

Система СИ является продолжением рационализированной системы МКСА (метр — килограмм — секунда — ампер), и в ней приняты стандартные приставки для обозначения степеней числа 10, возрастающих обычно на множитель 3; например, нано (н) =  $10^{-9}$ , микро (мк) =  $10^{-6}$ , милли (м) =  $10^{-3}$ , кило (к) =  $10^3$ , мега (М) =  $10^6$ , гига (Г) =  $10^9$ .

Электрические величины выводятся из силы тока, определяемой в амперах (А), тогда как все виды магнитных полей (геомагнитное поле или лабораторные поля) независимо от того, где они измеряются — в вакууме ли, в воздухе или в теле, обладающем магнитной проницаемостью, — описываются в принципе через плотность потока (поле  $B$ ), выражаемую в теслах (Тл).

Поле  $H$ , которое обозначает поле намагничивающей силы, создаваемой электрическим током, определяется как *напряженность намагничивающего поля* и выражается в единицах А/м. Интенсивность намагничивания  $J$ , вызванного намагничивающим полем  $H$ , имеет те же единицы измерения, что и  $H$  (А/м); вследствие этого характеризующая магнитную восприимчивость постоянная  $\kappa$ , задаваемая соотношением  $J = \kappa H$ , в системе СИ становится безразмерной величиной.

Магнитная проницаемость  $\mu_0$  в единицах системы СИ имеет численное значение  $4\pi \cdot 10^{-7}$ .

По всей книге в общем используются единицы системы СИ. Основным исключением является применяемая для измерения силы тяжести единица мГал ( $1 \text{ мГал} = 10 \text{ мкм/с}^2$ ), которая сохранена из-за ее чрезвычайно широкого использования в геофизической литературе. Однако, чтобы избежать двусмысленности и облегчить перевод измеряемых величин из одной системы в другую, мы привели в табл. 1.1 переводные коэффициенты.

#### 1.4. Геохронологическая шкала

При проведении многих геологических и геофизических исследований важно знать, когда происходило то или иное событие. Когда начал раскрываться Атлантический океан? Когда сформировались Альпы или Гималаи? Ответы на эти и другие аналогичные вопросы можно получить, определяя относительный и абсолютный возраст образцов горных пород.

Таблица 1.1. Перевод единиц системы СИ в систему СГС или СГСМ

Величина	Система СИ		Соответствующий эквивалент в единицах СГС или СГСМ
	Единица измерения	Обозначение	
Масса	Килограмм	кг	$10^3$ г
Длина	Метр	м	$10^2$ см
Время	Секунда	с	с
Ускорение	Метр/секунда <sup>2</sup>	м/с <sup>2</sup>	$10^2$ Гал= $10^2$ см/с <sup>2</sup>
Дробная единица для силы тяжести	Гравитационная единица	ге=мкм/с <sup>2</sup>	$10^{-1}$ миллигал (мГал)
Плотность	Килограмм/метр <sup>3</sup>	кг/м <sup>3</sup>	$10^{-3}$ г/см <sup>3</sup>
Сила	Ньютон	Н	$10^5$ дин
Давление	Паскаль	Па=Н/м <sup>2</sup>	$10$ дин/см <sup>2</sup> = $10^{-5}$ бар
Вязкость	Паскаль·секунда	Па·с	$10$ пуаз (П)
Энергия	Джоуль	Дж	$10^7$ эрг= $0,24$ кал
Мощность	Ватт	Вт=Дж/с	$10^7$ эрг/с
Тепловой поток	Ватт/метр <sup>2</sup>	Вт/м <sup>2</sup>	$23,9$ мккал/(см <sup>2</sup> ·с)
Теплопроводность	Ватт/(метр·°С)	Вт/(м·°С)	$2,39 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·°С)
Теплогенерация	Ватт/метр <sup>3</sup>	А	$2,39 \cdot 10^{-7}$ кал/(см <sup>3</sup> ·с)
Сила тока	Ампер	А	$10^{-1}$ ед. СГСМ (или «абсолютный ампер»)
Разность потенциалов	Вольт	В	$10^8$ СГСМ
Напряженность электрического поля	Вольт/метр	В/м	$10^6$ СГСМ
Электрический заряд	Кулон	Кл=А·с	$10^{-1}$ СГСМ
Емкость	Фарад	Ф=Кл/В	$10^{-9}$ СГСМ
Сопротивление	Ом	Ом=В/А	$10^9$ СГСМ
Удельное сопротивление	Ом·метр	Ом·м	$10^{11}$ СГСМ
Проводимость	Сименс/метр или ом <sup>-1</sup> /метр	См/м σ	$10^{-11}$ СГСМ
Магнитный поток	Вебер	Вб=В·с	$10^8$ максвелл (Мкс)
Плотность магнитного потока (поле В)	Тесла	Тл=Вб/м <sup>2</sup>	$10^4$ гаусс (Гс)
Дробная единица для поля В	Нанотесла	нТл	$1\gamma=10^{-5}$ Гс
Намагничивающее поле (поле H)	Ампер/метр	А/м	$4\pi \cdot 10^{-3}$ эрстед (Э)
Индуктивность	Генри	Гн=Вб/А	$10^9$ СГСМ
Магнитная проницаемость <sup>1)</sup>	Генри/метр	$\mu_0=4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м	1 (для вакуума)
Магнитная восприимчивость	Безразмерная	κ	$4\pi$ СГСМ
Напряженность поля магнитного полюса	Ампер·метр	А·м	$10$ СГСМ
Магнитный момент	Ампер·метр <sup>2</sup>	А·м <sup>2</sup>	$10^3$ СГСМ
Намагничение	Ампер/метр	А/м	$10^{-3}$ СГСМ

<sup>1)</sup> Проницаемость для вакуума. Таблицы физических констант в единицах системы СИ приведены в работе [2].

Таблица 1.2. Геохронологическая шкала с указанием абсолютных возрастов в миллионах лет [1]

	Геологические эры и периоды	Возраст <sup>1)</sup> , млн. лет	
Фанерозойский эон	Кайнозойская (млекопитающие)		
	Четвертичный		
	Голоцен	0,1	
	Плейстоцен	2,0	
	Третичный		
	Плиоцен	5,1	
	Миоцен	24,6	
	Олигоцен	38,0	
	Эоцен	54,9	
	Палеоцен	65	
	Мезозойская (рептилии)		
	Меловой	Верхний Нижний	98 144
	Юрский	Верхний Средний Нижний	163 188 213
	Триасовый	Верхний Средний Нижний	231 243 248
	Палеозойская (беспозвоночные)		
	Пермский	Верхний Нижний	258 286
	Каменноугольный	Верхний Нижний	320 ? 360
Девонский		408	
Силурийский		438	
Ордовикский		505	
Кембрийский		590	
Докембрийское время	(Без определенных окаменелостей)		
	Протерозойский эон	~ 590—2500	
	Архейский эон	~ 2500—4000	
	Прискойский эон	~ 4000—5000	
	Древнейшие датированные породы	3750	
Возраст Земли	~ 4600		

<sup>1)</sup> Приведенные числа соответствуют нижним границам геологических периодов и других подразделений.

Возраст пород можно установить по содержанию в них ископаемых остатков, т. е. окаменелых частей различных организмов (растений, животных), последовательность эволюции которых определена методами палеонтологии. Это позволяет производить относительную датировку пород, в частности осадочных, в которых откладываются ископаемые остатки. Определяемые таким образом возрасты подразделяются на «эры», такие как кайнозойская (эра современной жизни) и палеозойская (эра

древней жизни), а эры в свою очередь делятся на «периоды», например каменноугольный и меловой.

Абсолютное датирование возникло относительно недавно. Оно основано на радиоактивном распаде определенных химических элементов в породах и дает надежные результаты в применении только к изверженным и метаморфическим породам. Этот метод позволил определить абсолютный возраст отдельных границ геохронологической шкалы и продолжить ее в прошлое вплоть до времени возникновения Земли (см. разд. 8.5). В табл. 1.2 приведена геохронологическая шкала, где возрасты указаны в миллионах лет (млн. лет) до настоящего времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Harland W. B., Cox A., Llewellyn P. G., Pickton C. A. G., Smith A. G., Walters R.* A Geological Time Scale. Academic Press, London, 1982.
2. *Markowitz W.* SI, the international system of units. *Geophys. Survey*, 1, 217—241, 1973.

5138



## 2. Сейсмические методы

### 2.1. Введение

Наиболее высокоразвитой самостоятельной областью геофизики является сейсмология. По сути дела, сейсмология возникла как наука о землетрясениях (по-гречески *seismos* означает «трясение, землетрясение»), изучающая причины и последствия этих наиболее страшных явлений природы. Однако в настоящее время данная область знаний включает исследование самых разных колебаний Земли — от волн сильных землетрясений до вездесущих микросейсм. Частотный диапазон этих колебаний также охватывает широкий спектр, простираясь от высокочастотных колебаний ( $\geq 100$  Гц) до очень медленных движений с периодами (время, необходимое для завершения одного цикла) в час и более. Таким образом, в сейсмологии мы имеем дело с весьма значительным спектром сейсмических колебаний, который схематически изображен на рис. 2.1, где указаны и типы движений Земли.

В целом сейсмические методы можно разделить на две большие группы в зависимости от источника энергии сейсмических волн. В одной из них — *сейсмологии землетрясений* — исследуются возникающие в природе естественным путем упругие волны землетрясений и на их основе определяются физические свойства и строение земных недр. В другой — *взрывной сейсмологии* — сейсмические волны возбуждаются в отдельных местах искусственными взрывами с тем, чтобы получить информацию о региональном и локальном геологическом строении.

Эта классификация несколько произвольна, так как развитие техники наблюдений в обеих этих методах привело к расширению областей их применимости и значительному перекрытию. Например, строго контролируемые ядерные взрывы играют бесценную роль для выяснения тонких деталей внутреннего строения Земли, а возникающие при землетрясениях поверхностные волны помогают изучать структуру земной коры. Аналогичным образом развитие аппаратного обеспечения для одного метода приводит к параллельному развитию техники измерений для использования в другом методе. Огромные успехи в разработке методики наблюдений в области взрывной сейсмологии обязаны в основном широкому использованию ее

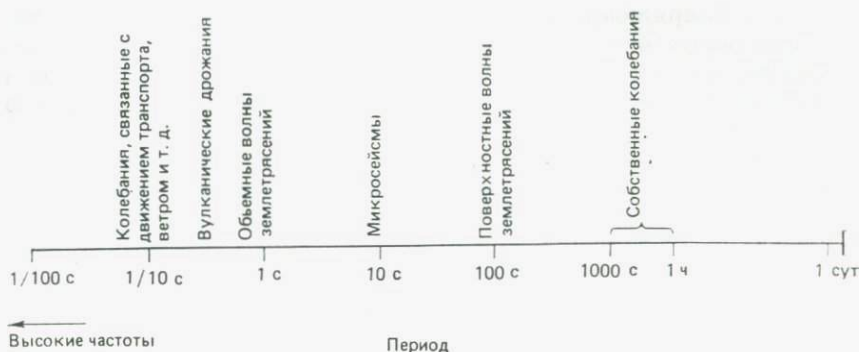


Рис. 2.1. Спектр сейсмических колебаний. Диапазоны периодов для колебаний почвы разных типов показаны в логарифмическом масштабе.

начиная с 1920-х годов в качестве инструмента при разведке на нефть.

Сейсмология сегодня — быстро развивающаяся область с широким диапазоном применений, включающим сейсмологию землетрясений, сеймотектонику (зависимость между землетрясениями и тектоническими движениями) и взрывную сейсмологию, в которую входит сейсморазведка.

В этой главе описываются теоретические основы и практические примеры применения различных сейсмических методов исследования. При этом особое внимание уделяется изучению слоистого строения Земли, региональной сеймотектонике и сейсморазведке. Анализ вопросов глобальной сеймотектоники и ее связь с современными представлениями «тектоники плит» будет дан в одной из последних глав.

## 2.2. Основы теории распространения сейсмических волн

Основой сейсмических методов исследования является распространение волн в упругих средах. Чтобы понять поведение сейсмических волн, проходящих по горным породам, вначале нужно дать определение величин, с помощью которых описываются упругие свойства среды. Рассматривая упругие свойства пород, мы предполагаем, что некоторая масса пород однородна и изотропна, так как в противном случае теория распространения сейсмических волн становится слишком сложной. На практике это предположение упрощает интерпретацию измеренных эффектов (аномалий времен) и определение по ним отличий от принятой предварительно однородной модели Земли.

**2.2.1. Напряжение и деформация.** Основные виды изменений, происходящих в материале при прохождении в нем сейсмического возмущения, состоят в перераспределении внутренних сил и искажении геометрической формы. Эти эффекты чаще всего выражают через понятия напряжения и деформации.

*Напряжение* — это мера силы  $F$ , действующей на единичную площадку поверхности выделенного в материале элемента  $A$ . Однако более строго напряжение определяется как предельное значение отношения  $F/A$  при  $A$ , стремящемся к нулю. Таким образом, его можно выразить следующим образом:

$$p = \lim_{A \rightarrow 0} (F/A). \quad (2.1)$$

Когда  $F$  перпендикулярно элементарной площадке, напряжение называется *нормальным*; оно может быть *растягивающим* или *сжимающим* в зависимости от того, направлено ли оно в сторону рассматриваемого объема материала или от него. Если  $F$  направлено по касательной к элементарной площадке, то напряжение является *сдвиговым* и определяется двумя взаимно перпендикулярными компонентами, лежащими в плоскости этой площадки.

Считается, что в некоторой точке внутри заданного объема система напряжений полностью определена, если для трех взаимно перпендикулярных элементов площади, пересекающихся в этой точке, имеются нормальное и два сдвиговых напряжения (рис. 2.2). Следовательно, чтобы полностью определить напряжение в данной точке, нужны девять составляющих. Составленный из девяти компонент набор величин  $p_{ij}$  ( $i, j = x, y, z$ ) образует *тензор напряжений* в данной точке. Здесь первый нижний индекс (скажем,  $x$ ) показывает, что данный элемент

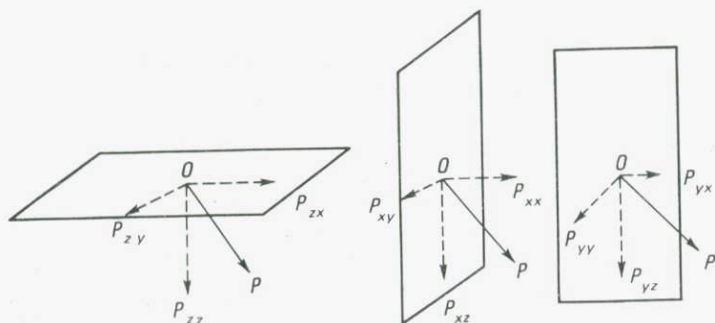


Рис. 2.2. Тензор напряжений в точке определяется тремя нормальными и шестью касательными (сдвиговыми) составляющими. Их положение по отношению к трем взаимно перпендикулярным плоскостям, пересекающимся в данной точке, показано пунктирными прямыми со стрелками.

площади перпендикулярен направлению  $x$ , а второй обозначает ориентацию компоненты напряжения. Когда оба индекса одинаковы ( $i=j$ ), напряжение  $p_{ij}$  является нормальным напряжением; когда они различны ( $i \neq j$ ),  $p_{ij}$  представляет собой сдвиговое напряжение.

Можно показать (см. [21], с. 10), что если испытываемый действие напряжений объем вещества находится в равновесии, то  $p_{ij} = p_{ji}$ . Это равенство сводит девять компонент напряжений к шести независимым составляющим:

$$p_{xx}, \quad p_{yy}, \quad p_{zz}, \quad p_{xy}, \quad p_{xz} \text{ и } p_{yz}.$$

*Деформация* является мерой относительного изменения размеров или формы тела (выраженного на единицу длины или объема), подвергающегося действию напряжений. Деформация, вызывающая только изменение формы без изменения объема, называется *сдвиговой деформацией*, тогда как изменение объема, не сопровождаемое изменением формы, называется *расширением* или *сжатием*.

Деформации, которые связаны с относительными изменениями длины в направлениях соответствующих напряжений, называются *нормальными деформациями*. Как и в случае напряжений, деформация в некоторой точке внутри тела может быть определена девятью компонентами  $e_{ij}$  ( $i, j = x, y, z$ ); составляющие  $e_{xx}$ ,  $e_{yy}$ ,  $e_{zz}$  являются нормальными деформациями, а  $e_{xy}$ ,  $e_{xz}$ ,  $e_{yz}$ , — *сдвиговыми деформациями*. Подобно тензору напряжений  $p_{ij}$ , тензор деформаций  $e_{ij}$  симметричен, т. е.  $e_{ij} = e_{ji}$ . Некоторые хорошо известные виды деформации иллюстрирует рис. 2.3.

Идеально упругое тело характеризуется линейной зависимостью между напряжением и деформацией (закон Гука). Поведение реальных материалов в напряженном состоянии подчиняется такой зависимости вплоть до определенного предела, после чего деформация становится частично или полностью необратимой.

**2.2.2. Модули упругости.** Упругие свойства материала характеризуются определенными модулями упругости (или упругими постоянными), которые в количественной форме устанавливают соотношение между различными видами напряжений и деформаций. Наиболее важны из них следующие.

*Модуль Юнга.* Если на конце проволоки длиной  $L$  с площадью поперечного сечения  $A$  подвесить груз  $W$ , то проволока удлинится на небольшой отрезок величиной  $\Delta L$  в вертикальном направлении  $z$ . Модуль Юнга  $E$  является коэффициентом пропорциональности в соотношении между растягивающим напря-

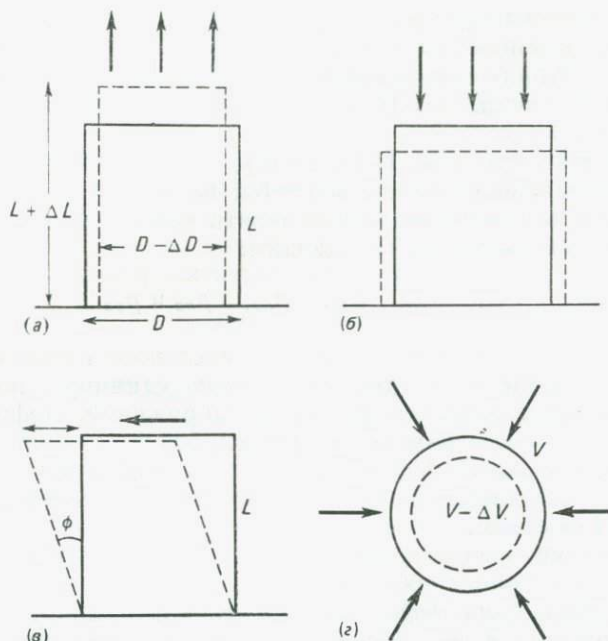


Рис. 2.3. Обычные виды упругой деформации: (а) растяжение; (б) сжатие; (в) сдвиг; (г) объемное сжатие.

жением ( $p_{zz}$ ) и деформацией растяжения ( $e_{zz}$ ) и задается формулой

$$p_{zz} = E e_{zz}, \quad (2.2)$$

или

$$E = \frac{p_{zz}}{e_{zz}} = \frac{W/A}{\Delta L/L}. \quad (2.3)$$

Здесь предполагается, что все компоненты напряжения, за исключением одной, действующей в направлении  $z$ , равны нулю (рис. 2.3, а).

*Модуль объемной упругости.* Если некоторый объем  $V$  вещества подвергается воздействию однородного сжимающего напряжения (гидростатического давления  $P$ ), то величина объема уменьшается на  $\Delta V$ . Модуль объемной упругости, или всестороннего сжатия,  $K$  определяется как отношение давления к величине относительного изменения объема и выражается в виде

$$K = -\frac{P}{\Delta V/V} = -\frac{P}{\theta}, \quad (2.4)$$

где  $\theta$  — объемная деформация. Это эквивалентно утверждению:  $p_{xx} = p_{yy} = p_{zz} = P = -K\theta$ . Знак «минус» указывает на тот факт, что увеличение  $P$  приводит к уменьшению объема, и наоборот. Величина, обратная модулю объемной упругости, называется *сжимаемостью*.

*Жесткость, или модуль сдвига.* Жесткость, или модуль сдвига,  $\mu$  служит мерой отношения напряжения к деформации в случае простого касательного напряжения (сдвига). Сдвиговая деформация представляет собой результат деформирования без изменения объема — аналогичным образом можно сдвинуть карты в колоде, не изменив общий объем, занимаемый картами. Деформация в этом случае обычно характеризуется углом (рис. 2.3, в). Таким образом,

$$\mu = \frac{F/A}{\varphi} = \frac{p_{xy}}{\varphi}. \quad (2.5)$$

В жидкостях и газах  $\mu = 0$ , и этот факт имеет важнейшее значение, так как величина  $\mu$  оказывает сильное влияние на скорость сейсмических волн.

*Коэффициент Пуассона.* Коэффициент Пуассона  $\sigma$  представляет собой меру геометрического изменения формы упругого тела. Например, в результате действия растягивающего напряжения в направлении, параллельном длине  $L$  цилиндра, имеющего диаметр  $D$ , цилиндр станет длиннее на величину  $\Delta L$ , но одновременно его диаметр уменьшится на  $\Delta D$ . Если параллельно  $L$  действует сжимающее напряжение, то будет происходить уменьшение длины цилиндра и увеличение диаметра (рис. 2.3, б). В любом случае коэффициент Пуассона выражается следующим образом:

$$\sigma = \frac{\Delta D/D}{\Delta L/L}. \quad (2.6)$$

Для большинства упругих твердых тел (включая горные породы)  $\sigma \approx 0,25^*$ . Для жидкостей, которые не обладают жесткостью ( $\mu = 0$ ),  $\sigma$  приобретает свое наибольшее возможное значение, равное 0,5.

Из названных выше четырех модулей упругости только два являются независимыми, и все четыре могут быть выражены через любые два других модуля:

$$\begin{aligned} E &= 9\mu K / (\mu + 3K), \\ K &= E / 3(1 - 2\sigma), \\ \mu &= E / 2(1 + \sigma), \\ \sigma &= (3K - 2\mu) / (6K + 2\mu). \end{aligned} \quad (2.7)$$

\* Диапазон значений  $\sigma$  для горных пород составляет  $\sim 0,1-0,4$ . — *Прим. ред.*

Для большинства горных пород значения модулей  $E$ ,  $K$  и  $\mu$  лежат в диапазоне  $10^{10}$ — $10^{11}$  Н/м<sup>2</sup> (или 0,1—1 Мбар). Таблицы упругих постоянных горных пород опубликованы в работе Берча [17].

**2.2.3. Упругие волны.** Если к упругому телу внезапно приложить напряжение (скажем, стукнуть по нему молотком) или внезапно снять его (как бывает, когда прежде существовавшее напряженное состояние изменяется в результате образования разрыва), возникающее смещение создает возмущение, которое распространяется наружу в виде упругой волны. Упругие волны бывают в основном двух типов: объемные и поверхностные.

*Объемные волны.* Упругая среда может подвергаться деформациям двух типов: сжатию и сдвигу. Поэтому все виды упругих волн, изучаемых в сейсмологии, относятся в основном к двум категориям: волнам «сжатия — растяжения» и волнам «сдвига». Существенное различие между этими типами состоит в том, что в одном из них происходит изменение объема без какого-либо вращения, а в другом — вращение без всякого изменения объема (рис. 2.4, а). В волнах сжатия — растяжения, или  $P$  (продольных) волнах, частицы среды смещаются в направлении распространения волны, т. е. происходят чередующиеся расширения и сжатия среды, что мы имеем в случае звуковых волн. Скорость  $P$ -волн определяется формулами

$$V_P = \sqrt{\frac{K + 4\mu/3}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1 - \sigma) E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma) \rho}}, \quad (2.8)$$

где  $\rho$  — плотность среды, а  $\sigma$  — коэффициент Пуассона.

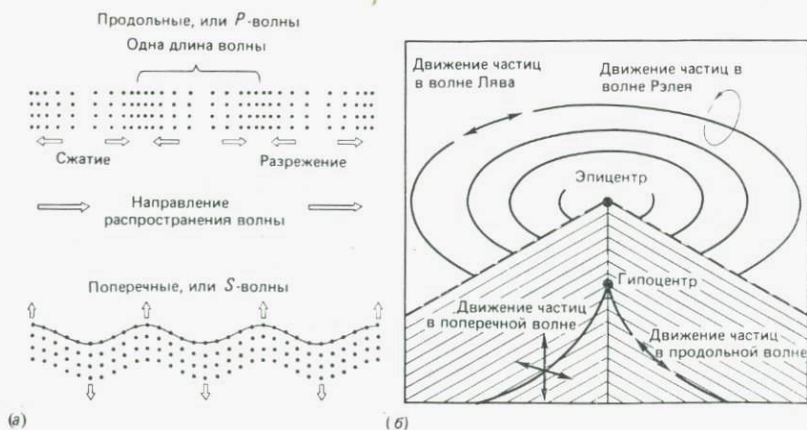


Рис. 2.4. (а) Смещения частиц в продольных и поперечных волнах. (б) Основные типы объемных и поверхностных волн, образующихся при землетрясении [28].

В сдвиговых, или  $S$  (поперечных) волнах движение частиц среды происходит в направлении, перпендикулярном (поперек) направлению распространения (как колебания вибрирующей струны). Волны сдвига могут передаваться только в жестких (твердых) веществах. Их скорость определяется как

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}}. \quad (2.9)$$

Из соотношений (2.8) и (2.9) следует, что  $V_P > V_S$ . Для горных пород, у которых  $\sigma \sim 0,25$ ,  $V_P \sim 1,7 V_S$ . Поскольку плотность пород  $\rho$  обычно изменяется не более чем вдвое, а значения  $\sigma$ , как правило, близки к 0,25, из (2.8) и (2.9) следует также, что наиболее важной переменной, определяющей величину скорости сейсмических волн в горных породах, является упругий параметр  $E$ . В сейсмологии волны  $P$  и  $S$  называют *объемными* волнами.

Из (2.8) и (2.9) можно получить два соотношения:

$$(V_P/V_S)^2 = 2(1-\sigma)/(1-2\sigma), \quad (2.10)$$

$$V_P^2 - \frac{4}{3}V_S^2 = K/\rho. \quad (2.11)$$

Первое соотношение позволяет определить  $\sigma$ , если известно значение отношения  $V_P/V_S$ . Второе помогает изучать вариации таких физических параметров, как плотность, в недрах Земли.

*Поверхностные волны.* Помимо объемных волн, распространяющихся внутри упругой среды, существуют волны, бегущие только по свободной поверхности упругого твердого тела. Они бывают двух типов. В волнах *Рэлея* (рис. 2.4, б) движение частиц можно в общем представить в виде комбинации продольных и поперечных колебаний, создающей перемещение по эллипсу против часовой стрелки в вертикальной плоскости, ориентированной вдоль направления распространения волны. Скорость рэлеевских волн составляет около  $0,9 V_S$ . При производстве полевых сейсмических работ методом отраженных волн обычно наблюдается «поверхностный шум» (помеха, возникающая при колебаниях грунта), состоящий главным образом из волн типа рэлеевских.

В противоположность волнам Рэлея, которые могут распространяться вдоль поверхности однородного твердого тела, *волны Лява* существуют только в случае неоднородной среды, когда имеется поверхностный слой малой скорости, покрывающий полупространство, характеризуемое более высокой скоростью волн. Волны Лява распространяются по горизонтали в поверхностном слое (см. рис. 2.4, б), а движения частиц среды при этом горизонтальны и перпендикулярны к направлению распространения волн.

Важным свойством поверхностных волн (и Рэлея, и Лява) является их *дисперсия*. Под дисперсией мы понимаем зависимость скорости распространения от длины волны. Например, если в некотором слое упругие свойства постепенно меняются с глубиной, то скорость волн Лява равна для коротких волн скорости  $V_S$  в верхней части слоя, а для длинных волн приближается к значению  $V_S$  в его нижней части.

В прикладной сейсмологии (в основном для геологического картирования и поисковых целей) пока еще наиболее важную роль играют  $P$ -волны. В сейсмологии землетрясений недра Земли исследуются с помощью как  $P$ -, так и  $S$ -волн. В последнее время информация, получаемая в результате изучения дисперсии поверхностных волн, стала эффективным средством для выяснения скоростной структуры внешней части Земли, с успехом дополняющим сведения, которые дает анализ объемных волн.

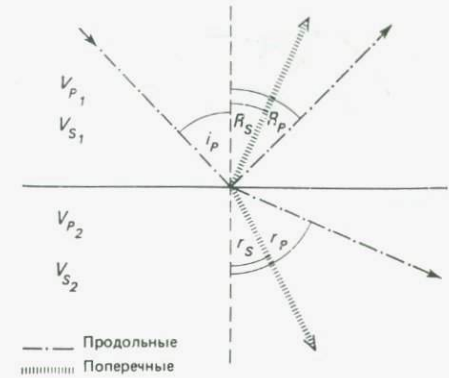
**2.2.4. Отражение и преломление волн.** В однородной среде волны  $P$  и  $S$  расходятся одинаковым образом во всех направлениях от источника возмущения, и продвигающиеся вперед волновые фронты представляют собой сферические поверхности с центром в источнике, перпендикулярные направлению распространения волны. Энергия волны быстро ослабевает как квадрат расстояния от источника, тогда как амплитуда ее уменьшается прямо пропорционально пройденному расстоянию.

Если возмущение попадает на границу другой среды с иной скоростью распространения упругих волн, энергия его частично отражается от этой границы, а частично проходит через нее (преломляется) в другую среду. Отражение и преломление сейсмических волн управляются теми же основными законами, которыми определяется распространение света в геометрической оптике, и на больших расстояниях от источника здесь также справедливо лучевое приближение. Следовательно, к сейсмическим волнам применимы принципы как Гюйгенса, так и Ферма. Несмотря на это сходство, реальные процессы отражения и преломления сейсмических волн несколько более сложны, чем световых, поскольку в общем случае любая падающая на границу раздела волна ( $P$  или  $S$ ) порождает две отраженные ( $P$  и  $S$ ) и две преломленные ( $P$  и  $S$ ) волны. Используя обозначения рис. 2.5, законы отражения и преломления можно записать с помощью закона Снеллиуса:

$$\frac{\sin i_P}{V_{P_1}} = \frac{\sin R_P}{V_{P_1}} = \frac{\sin R_S}{V_{S_1}} = \frac{\sin r_P}{V_{P_2}} = \frac{\sin r_S}{V_{S_2}}. \quad (2.12)$$

Равенство углов падения и отражения (например,  $i_P = R_P$ ) выдерживается только в том случае, если волны падающая и отраженная одного типа.

Рис. 2.5. Отражение и преломление падающей продольной волны на границе, разделяющей две среды с различными скоростями распространения волн. В общем случае на границе образуются четыре новые волны. Индексы  $P$  и  $S$  обозначают продольную (сжатия — разрежения) и поперечную (сдвига) волны;  $i_P$  — угол падения волны,  $R$  — угол отражения,  $r$  — угол преломления,  $V$  — скорость сейсмической волны.



Геометрические соотношения, представленные на рис. 2.5, не дают никакой информации об истинных амплитудах четырех новых волн. Исходя из граничных условий для смещения, можно показать, что энергия колебаний частиц не будет передаваться в плоскости, перпендикулярные направлению первоначального распространения. Например, при падении  $P$ -волны по нормали на границу раздела ( $i_P=0$ ) не образуются ни отраженные, ни проходящие  $S$ -волны, т. е. вся энергия переходит в отраженные и преломленные  $P$ -волны. Именно благодаря этому свойству  $P$ -волны с падением, близким к нормальному, играют главенствующую роль в сейсморазведке.

Если рассматривать только  $P$ -волны, то амплитуда  $A_R$  отраженной волны будет меняться сложным образом при изменении угла падения волны, но при нормальном падении ( $i_P=0$ ) коэффициент отражения (отношение амплитуды отраженной волны к амплитуде падающей волны) определяется формулой

$$R_C = A_R/A_i = (\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1) / (\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1). \quad (2.13)$$

Таким образом, величина  $R_C$  зависит от различия «акустических жесткостей» (произведения плотности на скорость  $P$ -волн) по обе стороны границы раздела. Если  $\rho_1 V_1$  больше, чем  $\rho_2 V_2$ , то  $R_C$  отрицательно и отраженная волна будет испытывать изменение фазы на  $180^\circ$ : сжатие отразится в виде разрежения, и наоборот. Поскольку в реальной среде и плотность, и скорость, как правило, возрастают с глубиной ( $\rho_2 V_2 > \rho_1 V_1$ ), наиболее сильные отражения являются положительными, т. е. не испытывают изменения фазы. Однако в отдельных частных случаях (например, при наличии в осадочных отложениях солевых структур) может оказаться, что скорость возрастает, а плотность уменьшается в такой пропорции, что  $\rho_2 V_2 \approx \rho_1 V_1$ . В таких ситуациях отраженные волны наблюдаться не будут. Поэтому при изучении сейсмических отраженных волн наиболее важным параметром является акустическая жесткость пород.

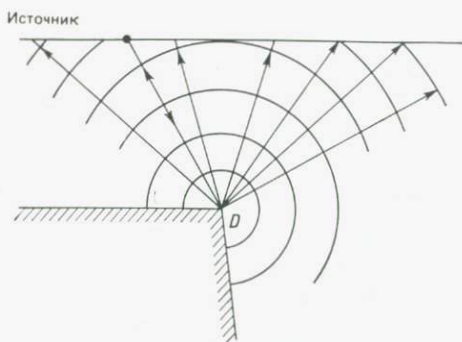


Рис. 2.6. Фронты дифрагированной волны от резкого ребра  $D$ , которое начало колебаться под действием волн, пришедших от сейсмического источника.

Если в одной из сред акустическая жесткость ( $\rho_1 V_1$  или  $\rho_2 V_2$ ) равна нулю, то  $R_C = \pm 1$ . В обоих случаях вся энергия отражается от границы и остается в той среде, в которой лежит падающий луч. Подобная картина наблюдается на земной (свободной) поверхности. Если источник сейсмических волн находится в воздухе ( $\rho_1 V_1 \approx 0$ ), то падающая волна отражается почти без потерь энергии и без изменения фазы. Когда источник располагается под землей, отражение от свободной поверхности происходит с равной эффективностью (т. е. отражается почти вся энергия), только фаза изменяется на  $180^\circ$ . Иной является ситуация с приближением  $R_C$  к значению, равному единице, когда  $P$ -волна падает на границу раздела двух разных твердых сред под критическим углом (т. е. углом  $i_P$ , при котором, согласно (2.12), угол преломления  $r_P$  равен  $90^\circ$ ). Такое сильное возрастание амплитуды отраженной волны вблизи критического угла используется при регистрации так называемых закритических отражений в глубинном сейсмическом зондировании для изучения глубоко залегающих отражающих поверхностей, таких как граница раздела земной коры и мантии.

Когда граница раздела сред, являющаяся отражающей поверхностью, имеет резкий излом (например, из-за наличия сброса или уступа), на образующемся остром ребре падающая волна испытывает дифракцию (рис. 2.6). Это явление аналогично тому, что наблюдается в оптике, когда острый край служит излучателем рассеянных волн. Если на отражающем горизонте существуют такие нарушения, они могут в значительной мере исказить картину отраженных волн. Дифрагированные волны оказались очень полезными индикаторами мелких разломов, которые при отсутствии дифракции было бы нелегко обнаружить методом отраженных волн.

При падении волны на границу раздела часть энергии проходит (преломляется) через эту границу; если подстилающий слой характеризуется более высокой скоростью сейсмических волн, то, преломляясь, волна оказывается ближе к границе (см.

рис. 2.5). Угол преломления можно найти из закона Снеллиуса

$$\sin i / \sin r = V_1 / V_2. \quad (2.14)$$

Из соотношения (2.14) следует, что, когда  $\sin i = V_1 / V_2$ , то  $r = 90^\circ$ ; таково условие критического преломления, которое происходит в том случае, когда волна (со сферическим фронтом. — *Ред.*) падает на границу под критическим углом, определяемым формулой

$$\sin i_c = V_1 / V_2. \quad (2.15)$$

Такое критическое преломление с распространением волны вдоль (и параллельно) границы раздела является основой сейсморазведки методом преломленных волн. Критический угол падения равен  $i_c = \arcsin (V_1 / V_2)$ . Преломленная таким образом волна затем следует вдоль границы раздела со скоростью  $V_2$ , но при этом граница подвергается воздействию колебательных напряжений и каждая ее точка излучает вторичные волны, так что энергия вновь переходит в верхний слой, распространяясь вдоль лучевых траекторий под углом  $i_c$  (также исходя из закона Снеллиуса). Когда скорость волн изменяется при переходе через границу указанным образом, эти дважды преломленные волны несут информацию о глубине залегания преломляющей границы (см. рис. 2.44). Именно таким путем А. Мохоровичич, изучая волны землетрясений, впервые продемонстрировал существование «земной коры», перекрывающей «мантию» с более высокой скоростью сейсмических волн.

### 2.3. Скорости сейсмических волн в горных породах

При решении геологических задач с помощью сейсмических методов наиболее важной характеристикой пород является скорость распространения волн, в частности продольных — эти волны распространяются быстрее других и регистрируются первыми. Выше мы отмечали, что особенности отражения и преломления сейсмических волн определяются главным образом перепадом скорости на соответствующей границе. Поэтому для проведения интерпретации сейсмических данных необходимо знать скорости, свойственные горным породам. Скорости волн зависят от модулей упругости и плотности пород (см. формулы (2.8)); поэтому, измеряя упругие параметры образцов горных пород, можно вычислить скорости. Однако значения скоростей, рассчитанные по измеренным параметрам для образцов пород, заметно отличаются от скоростей пород в их естественном залегании. Это в особенности относится к осадочным породам, скорость распространения волн в которых сильно зависит от их

глубины залегания, пористости и содержания флюидов. Поэтому там, где это возможно, предпочтительно измерять скорости в натуральных условиях. Позднее мы опишем различные полевые методы определения скоростей сейсмических волн.

Диапазон вариаций скоростей в горных породах значительно больше, чем соответствующие вариации их плотностей. Некоторое представление об интервалах изменения скоростей, которых можно ожидать в породах разного типа, для продольных волн дает табл. 2.1.

Таблица 2.1. Скорости продольных волн  $V_p$  в горных породах<sup>1)</sup>

Тип породы	$V_p$ , м/с	Тип породы	$V_p$ , м/с
Воздух	330	Ангидрит	3500—5500
Вода	1400—1500	Каменная соль	4000—5500
Лед	3000—4000	Граниты и гнейсы	5000—6200
Аллювий, песок	300—1700	Базальт	5500—6300
Ледниковая морена	1500—2600	Габбро	6400—6800
Песчаники	2000—4500	Дунит	7500—8100
Кристаллические и глинистые сланцы	2400—5000	Перидотит	7800—8400
Известняки и доломиты	3400—6000		

<sup>1)</sup> Более подробная сводка данных о скоростях продольных и поперечных волн приведена в [90].

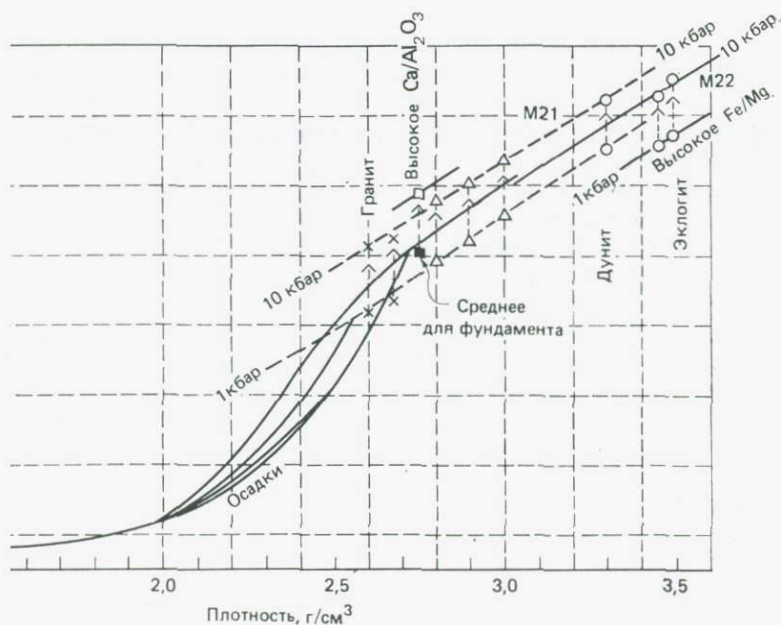
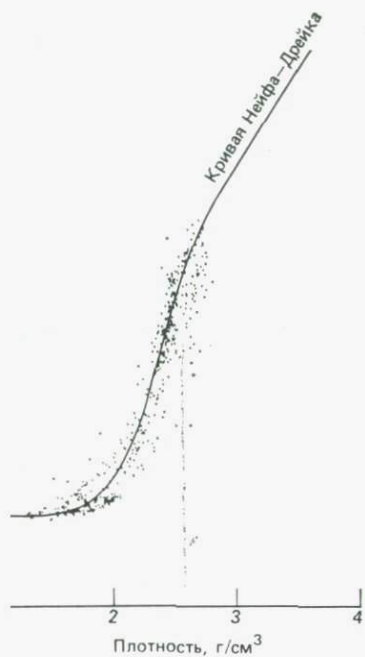
В стратифицированных отложениях часто наблюдается анизотропия скоростей сейсмических волн. Например, в глинистых и кровельных сланцах скорость вдоль напластования может быть приблизительно на 10—20% больше, чем в перпендикулярном направлении. Кроме того, в осадочных породах, у которых скорость в большой степени зависит от глубины залегания, важную роль играют эффекты уплотнения и литификации. Подробно изучив скорости сейсмических волн в осадочных отложениях Северной Америки, Фауст [37] вывел эмпирическое соотношение:

$$V_p = 46,5(ZT)^{1/6} \text{ м/с}, \quad (2.16)$$

где  $Z$  — глубина залегания в метрах, а  $T$  — геологический возраст в годах.

Зависимость между скоростью  $P$ -волн и плотностью отложений исследовали Нейф и Дрейк [83], а также Вуллард [117]. Рис. 2.7, а и б иллюстрируют два вида зависимости между скоростью и плотностью, по которым можно оценить плотность как осадочных, так и кристаллических пород. Кривые Вулларда обладают тем достоинством, что позволяют учесть влияние изменения давления с глубиной залегания. Оценки, получаемые

Рис. 2.7. (а) Зависимость скорости  $P$ -волн от плотности для различных осадочных пород; кривая была продлена в область твердых пород (по Нейфу и Дрейку [83]). (б) Зависимость  $V_P$  от плотности по Вулларду [117].



с помощью этих соотношений, широко используются при интерпретации гравиметрических данных в тех случаях, когда не имеется информации о плотностях пород.

Заметим, что факторы, влияющие на значение плотности породы, приводят и к соответствующему изменению скорости. Такими факторами являются пористость, трещиноватость, содержание флюидов и химический состав среды. Уайли и др. [119] нашли, что для водонасыщенных песчаников, залегающих на умеренных глубинах, справедливо простое соотношение между скоростью для флюида в порах породы  $V_F$ , скоростью в твердом материале минерального скелета  $V_M$  и пористостью  $\phi$ :

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_F} + \frac{1-\phi}{V_M}, \quad (2.17)$$

где  $V$  — скорость волн в насыщенной флюидом породе. Эта зависимость широко используется при интерпретации данных каротажных измерений.

## 2.4. Сейсмология и строение Земли

Недра Земли недостижимы для нас, и выяснить их строение и состав мы можем только по косвенным данным. При землетрясении происходит внезапное выделение энергии, которая передается во всех направлениях через недра Земли в форме сейсмических волн. Распространение сейсмических волн представляет собой своего рода рентгеновское просвечивание недр Земли, о физических свойствах и строении которых несут информацию эти волны. Получаемая таким образом информация не является достаточно определенной, но пока еще это самое большее, чего можно достичь геофизическими методами.

При землетрясении мы никогда заранее не знаем точное время возникновения и местоположение источника. Поскольку эти неизвестные факторы нужно определять по записям сейсмических волн, прибывших на поверхность, это уменьшает точность, с которой можно выявить детали, касающиеся земных недр. В противоположность этому подземные ядерные взрывы являются источниками сейсмической энергии, при использовании которых отсутствуют все неопределенности в отношении времени возникновения и местоположения источника. Записи, сделанные при проведении под строгим контролем ядерных взрывов, дополнили данные, полученные из записей землетрясений, и позволили с большей полнотой выявить более тонкие детали строения земных недр. Наряду с этим многочисленные исследования, выполненные на различных территориях с применением обычных взрывов, в сочетании с геологическими сведениями о породах, встречающихся на поверхности, позволили нам значительно

лучше узнать, что представляет собой внешняя оболочка нашей планеты.

Изложение основ сейсмологии можно найти в книге Бота [12], а подробное описание теоретических положений и методологии дали Аки и Ричардс [3].

В этом разделе мы опишем общее состояние знаний о строении Земли, полученных по результатам сейсмологических наблюдений.

**2.4.1. Сейсмографы.** Для изучения землетрясений и колебательных движений Земли используются соответствующие регистрирующие приборы, называемые сейсмографами. Чтобы зафиксировать движение почвы во время землетрясения, нужно иметь некоторую опорную точку, которая оставалась бы неподвижной. На практике это достигается благодаря слабой связи тяжелой массы с землей, в результате чего, когда грунт колеблется, масса может оставаться в покое (вследствие своей инерции). Масса соединяется с землей с помощью маятника (рис. 2.8, *а*) или подвешивается на пружине (рис. 2.8, *б*). Когда почва испытывает движения, смещение жесткого корпуса прибора (соединенного с землей) относительно неподвижной массы указывает на колебание грунта.

Чтобы адекватным образом регистрировать колебания грунта, нужно правильно выбирать механические характеристики сейсмографов разных типов (длинно- или короткопериодные сейсмографы). Любой подвешенный груз обладает собственным периодом колебаний. Период колебания массы  $M$  должен быть

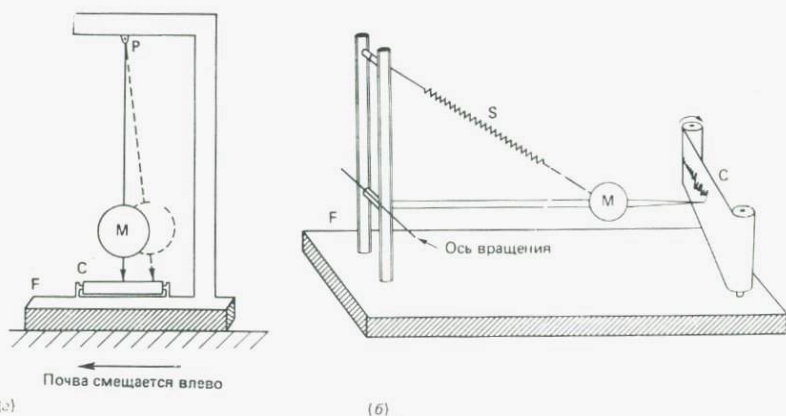


Рис. 2.8. (а) Схема, иллюстрирующая принцип действия горизонтального сейсмографа. Запись, сделанная пером на специальной бумаге  $C$ , отражает движение инертной массы  $M$  относительно почвы. Корпус прибора  $F$  жестко соединен с землей. (б) Схема сейсмографа для записи вертикальных колебаний почвы.

большим по сравнению с периодом движений грунта, иначе масса  $M$  не будет оставаться в фиксированном положении в течение цикла колебания почвы. Наряду с этим сейсмограф должен иметь и какое-либо затухание, иначе масса  $M$  никогда не будет находиться в покое. Кроме того, современная технология должна быть способна увеличивать столь малые смещения почвы, как  $10^{-10}$  м. Практически во всех системах сейсмографов, применяемых в настоящее время, используется электромагнитная регистрация движения сейсмометра.

**2.4.2. Волны от землетрясений и сейсмограмма.** Считается, что сейсмические волны, возбуждаемые землетрясением, исходят из одного точечного источника, находящегося внутри Земли, хотя на самом деле он часто занимает большую площадь. Область внутри Земли, где возникает землетрясение, называется «очагом» (ее центр — фокус, или гипоцентр), а проекция гипоцентра на земную поверхность — «эпицентром». Если бы скорость распространения сейсмических волн ( $V_P$ ,  $V_S$ ) была одинаковой по всей Земле, траектория волны представляла бы собой прямую линию, соединяющую гипоцентр  $F$  с регистрирующей станцией  $O$  на поверхности. Но в общем в природе наблюдается увеличение значений  $V_P$  и  $V_S$  с глубиной и волны следуют по криволинейным путям типа тех, которые изображены на рис. 2.9. Поскольку  $V_P > V_S$ ,  $P$ -волны прибывают в пункт регистрации раньше  $S$ -волн, и промежуток времени между этими двумя вступлениями служит мерой расстояния до очага.

На рис. 2.10 показана реальная сейсмограмма, представляющая собой запись волн землетрясения, сделанную на станции вблизи Копенгагена. Запись содержит несколько «всплесков» энергии с различными периодами, соответствующими траекториям распространения различных волн. Множество путей существует из-за отражения волн от земной поверхности, а также отражения и преломления их на внутренних границах раздела. Разнообразные группы волн, регистрируемые на сейсмограмме, называют сейсмическими «фазами». Первой вступает фаза пря-

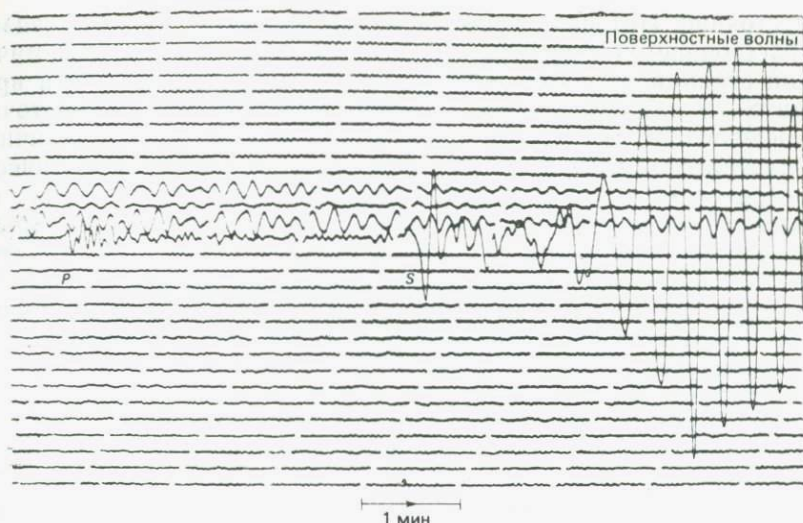


Рис. 2.10. Сейсмограмма, записанная горизонтальным сейсмографом (северная компонента) в Копенгагене при землетрясении, происшедшем у берегов Исландии 23 июля 1929 г. (Из материалов И. Леманн.)

мой  $P$ -волны. За ней следуют разные другие фазы  $P$ - и  $S$ -волн. Последними вступают поверхностные волны (иногда называемые «длинными волнами»), распространявшиеся вдоль земной поверхности с относительно малыми скоростями. Как правило, они характеризуются большими амплитудами и периодами. Задача сейсмолога состоит в том, чтобы, правильно отождествив различные фазы, по временам вступления их на разные станции определить время возникновения и местоположение очага землетрясения.

**2.4.3. Годографы сейсмических волн.** Когда происходит сильное землетрясение, на сейсмических станциях (обсерваториях), рассеянных по земному шару, принимаются фазы сейсмических волн. Следующим этапом является отождествление вступлений различных фаз продольных, поперечных и поверхностных волн на разных станциях. Сравнивая записи, полученные на различных станциях, оценивают приблизительное местоположение и время землетрясения; те станции, которые оказываются ближе всего к очагу землетрясения, регистрируют вступления волн от него раньше других и с наибольшими амплитудами. В результате можно построить графики приблизительных времен пробега (годографы) для продольных, поперечных и поверхностных волн (рис. 2.11). Имея такой набор кривых, мы можем точнее определить время и эпицентрального

расстояние. Интервал времени между кривыми  $S$  и  $P$  связан с расстоянием (эпицентральный углом  $\Delta$  на рис. 2.9) сейсмической станции от места землетрясения. Используя разности времен  $S-P$  для нескольких станций, удается достаточно точно определить то место, где произошло землетрясение. Единичное землетрясение позволяет получить лишь ограниченное количество времен вступления волны на станции, располагающиеся на разных эпицентральных расстояниях. Для построения непрерывных кривых такого типа, как приведенные на рис. 2.11, требуется иметь записи землетрясений, происходящих по всему миру за большой промежуток времени. Хорошую сводку данных о временах пробега представляют собой таблицы Джеффриса—Буллена [60].

Определение того, как меняется внутри Земли с глубиной скорость сейсмических волн, по данным о временах пробега представляет собой нелегкую задачу. Эта проблема сложна еще и потому, что траектория сейсмической волны криволинейна и скорость вдоль нее непрерывно изменяется. Если предположить, что  $V$ — функция только расстояния  $r$  от центра Земли, тогда  $V(r)$  можно связать с временем пробега и расстоянием  $\Delta$  интегральным уравнением, которое поддается решению относительно  $V(r)$  только численными методами. Теория этого решения дана Булленом [21].

**2.4.4. Слоистая модель Земли.** В результате анализа данных по временам пробега были определены скорости волн  $P$  и  $S$  на разных глубинах в недрах Земли. На рис. 2.12 показана общепринятая модель распределения скоростей этих волн внутри Земли.

Первая крупная граница (раздел Мохоровичича, или *Мохо*) отделяет земную кору от нижележащей мантии, в кровле которой  $V_P$  обычно равно около 8,1 км/с, хотя имеются региональные колебания скорости примерно от 7,7 до 8,4 км/с. Глубина залегания Мохо также испытывает вариации от одного региона к другому: в среднем приблизительно от 35 км под континентами до 6 км под океаническим дном. Другая важная граница раздела наблюдается на глубине порядка 2900 км. Сильное по-

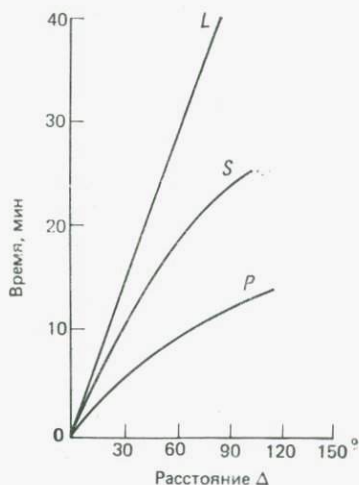


Рис. 2.11. Годографы продольных ( $P$ ), поперечных ( $S$ ) и поверхностных ( $L$ ) волн.

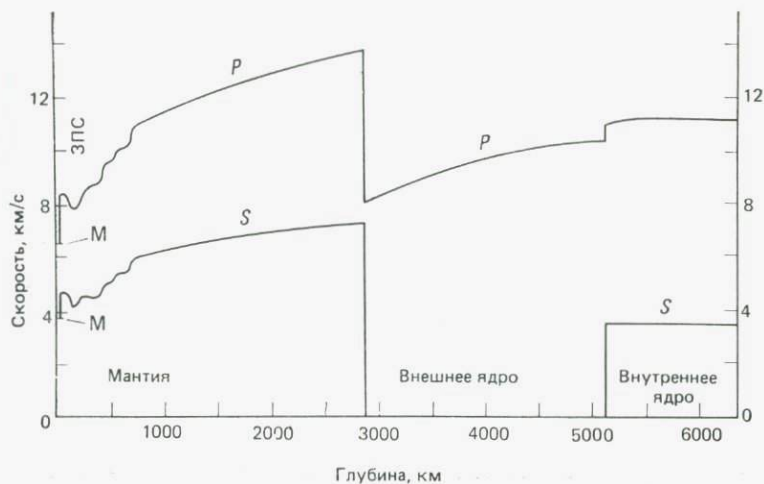


Рис. 2.12. Гипотетическая модель распределения скоростей внутри Земли. М — раздел Мохо, ЗПС — зона пониженных скоростей [5].

нижение  $V_P$  примерно с 13,7 до 8 км/с (в то время как  $V_S$  уменьшается приблизительно от 7,2 км/с почти до нуля) соответствует границе между мантией и ядром, которую называют также границей Гутенберга — Вихерта. Поскольку не наблюдается  $S$ -волн, проходящих через внешнее ядро, был сделан вывод, что внешнее ядро находится в жидком состоянии.

Резкое уменьшение  $V_P$  на границе ядро — мантия заставляет входящие в ядро лучи отклоняться дальше от границы, что создает в интервале между 103 и 142° от очага землетрясения *зону тени* (рис. 2.13). Однако тень в этой зоне не является полной. Исходя из наблюдений слабых вступлений волн в зоне тени между 110 и 142°, Леманн [70] постулировала существование внутреннего ядра на глубине около 5100 км, где  $V_P$  возрастает на значительную величину. Это увеличение  $V_P$  приводит к тому, что лучи отклоняются дальше от нормали и попадают в зону тени, как показано на рис. 2.13. Весьма вероятно, что возрастание  $V_P$  обусловлено твердым состоянием внутреннего ядра Земли, которое, как теперь известно, пропускает  $S$ -волны.

Основываясь на распределении скорости по глубине, Буллен [21] разделил недра Земли на семь оболочек, или слоев, границы между которыми располагаются на таких уровнях, где происходит резкое изменение скоростей или их градиентов. Зоны Буллена недавно претерпели некоторые изменения в деталях, касающихся глубины расположения некоторых границ раздела и переходных зон. Почти все новые модели Земли

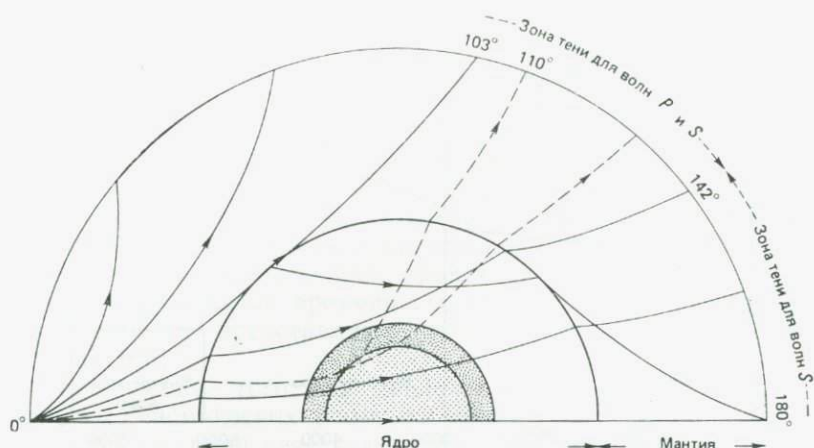


Рис. 2.13. Некоторые траектории распространения  $P$ -волн и обусловленные наличием ядра зоны тени для волн  $P$  и  $S$  [48].

содержат в верхней мантии зону пониженных скоростей (рис. 2.14).

**2.4.5. Зона пониженных скоростей.** Заметной отличительной особенностью профиля скоростей (рис. 2.12) является уменьшение скоростей в интервале глубин примерно от 100 до 400 км; эту область называют зоной (слоем) пониженных скоростей (ЗПС или СПС). Гипотеза о существовании в верхней мантии ЗПС впервые была выдвинута Гутенбергом в 1926 г., и споры о ее наличии или отсутствии продолжались в течение многих десятилетий. Более совершенные методы, используемые в современной сейсмологии, позволили в большой степени уточнить детали скоростной структуры верхней мантии. В пользу существования в верхней мантии зоны пониженных скоростей свидетельствуют результаты многих исследований последнего времени (в частности, анализ волн от строго контролируемых подземных ядерных взрывов), хотя остается некоторая неопределенность в отношении ее глубины в различных по тектонической активности областях. Однако более уверенные данные обеспечиваются исследованиями дисперсии поверхностных волн и анализами информации по собственным колебаниям Земли (разд. 2.4.6).

Выше (разд. 2.2.3) мы уже отмечали, что поверхностные волны ( $R$ -эля и Лява) испытывают дисперсию. В районе, где скорость меняется с глубиной, более длинные волны будут распространяться с иной скоростью, чем более короткие. Это изменение скорости с длиной волны позволяет получить модель скоростей для верхней части Земли. Огромным преимуществом



Рис. 2.14. Основные границы раздела, слои и вероятный состав недр Земли (по [29] с изменениями).

поверхностных волн является то, что они могут давать сведения о внешней части Земли по протяженным траекториям их распространения и позволяют получить осредненное распределение скоростей для таких областей, как океаны, которые не поддаются непосредственному исследованию объемными волнами.

На рис. 2.15 представлены четыре вида распределений скорости  $S$ -волн, полученных по данным о дисперсии рэлеевских волн. ЗПС лучше всего развита, по-видимому, под молодыми океанами и в районах развития тектонических движений. В противоположность этому она наименее выражена под территориями кристаллических щитов и платформ, где скорости наиболее велики. Эти результаты указывают на существенные различия в структуре поля скоростей  $S$ -волн в областях щитов и более молодых тектонических зон.

О региональных вариациях значений скорости  $S$ -волн и протяженности по глубине зоны пониженных скоростей сообщалось в ряде работ (например, [33, 50, 67]), в которых делается предположение, что под большей частью океанов и континентальных районов ЗПС располагается на глубинах примерно от 70 до 300 км.

В современной геотектонике для верхней части Земли, включающей земную кору и верхи мантии над ЗПС, используется термин *литосфера*, что означает «относительно прочная и жесткая оболочка». Литосфера характеризуется высокой скоростью распространения сейсмических волн и их относительно слабым поглощением — и то, и другое свидетельствует о ее твердом состоянии и прочности. Толщина литосферы в разных регионах

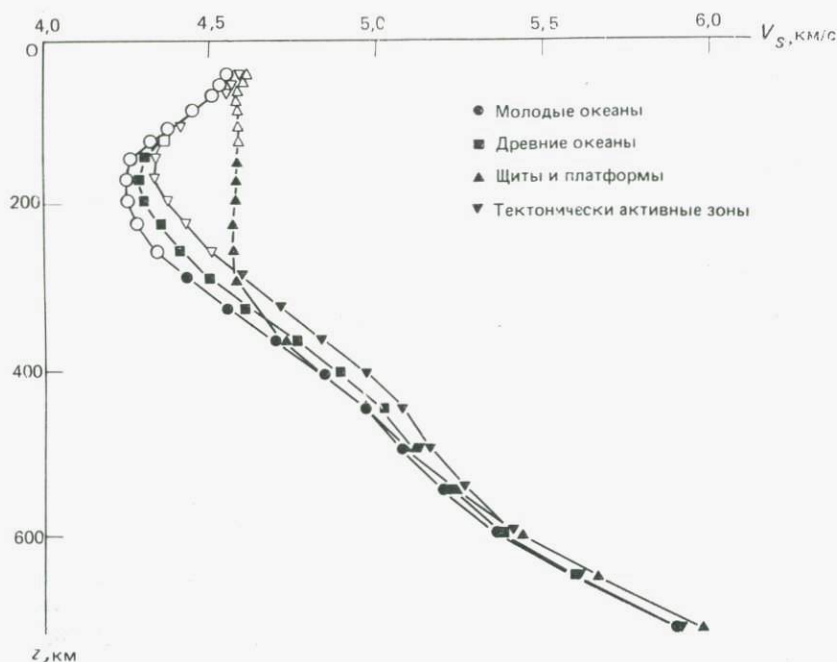


Рис. 2.15. Четыре модели распределения скоростей  $S$ -волн в верхней мантии, основанные на дисперсии рэлеевских волн. Светлые значки относятся к данным с меньшей надежностью. Зона пониженной скорости, по-видимому, хорошо развита во всех областях, за исключением районов кристаллических щитов и платформ [71].

различна и варьирует в диапазоне приблизительно от 60 до 100 км.

Широко распространено объяснение ЗПС как зоны частичного плавления. Поскольку из лабораторных экспериментов следует, что сейсмические волны замедляются и поглощаются в твердо-жидкой смеси, можно полагать, что ЗПС — область частичного плавления (вероятно, на 1—10%). Если это действительно так, ЗПС должна играть очень важную роль в геодинамике. Частично расплавленное вещество ЗПС может служить идеальной средой, по которой скользит литосфера. В современной геотектонике ЗПС отождествляется с *астеносферой* — относительно мягким, полупластичным слоем, который служит как бы лентой конвейера для литосферных плит (см. разд. 10.4).

**2.4.6. Собственные колебания Земли.** Дополнительные свидетельства повсеместного существования ЗПС были получены в результате анализа данных по собственным колебаниям Земли. Земля как упругое тело может начать свободно колебаться

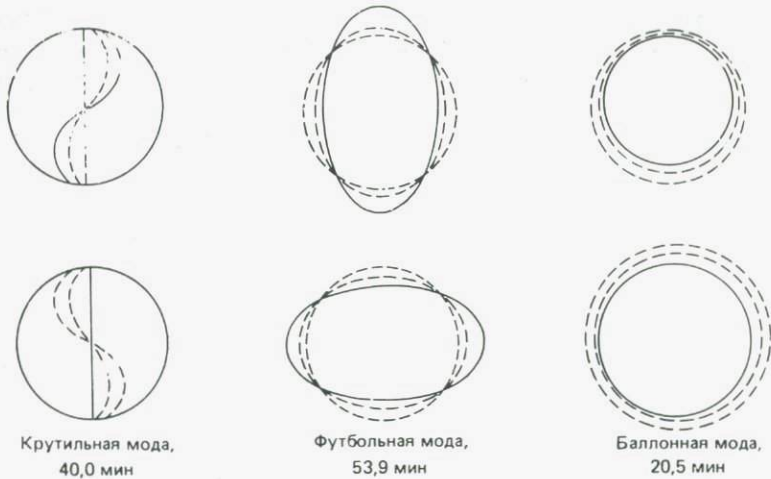


Рис. 2.16. Движения поверхности и периоды трех мод собственных колебаний Земли. Наблюдается и много других мод. (Из [92] с изменениями.)

(рис. 2.16) в результате какого-либо сильного толчка. Катастрофическое Чилийское землетрясение 22 мая 1960 г. было столь сильным, что заставило всю Землю колебаться и «звенеть» подобно колоколу. Этот «звон» длился около месяца и был записан чувствительными сейсмографами на многих обсерваториях. Расшифровывая записи собственных колебаний, возбужденных крупным землетрясением, мы можем при использовании сложного математического аппарата определить, из каких упругих слоев состоит Земля. Для этого нужно сравнить периоды наблюдаемых колебаний с теми их значениями, которые получены путем вычислений для различных мод колебаний по выбранным моделям Земли. Можно построить такую модель Земли, отражающую радиальные распределения плотности и скоростей сейсмических волн в ее недрах, которая дает близкое согласие со значениями наблюдаемых периодов колебаний всех мод. Полученные таким образом результаты показывают, что наличие ЗПС необходимо для объяснения наблюдаемых длиннопериодных колебаний [5].

Собственные колебания, возбуждаемые сильными землетрясениями, продолжают в течение нескольких дней, но их амплитуды уменьшаются, так как Земля не является идеально упругим телом. Затухание собственных колебаний служит важным доказательством неидеальной упругости глубоких частей Земли. Более подробное рассмотрение этого явления выходит за рамки данной книги.

**2.4.7. Плотность и другие параметры в недрах Земли.** Средняя плотность Земли, оценка которой получена из гравитационных соображений (разд. 3.2.3), равна около  $5500 \text{ кг/м}^3$ , что значительно превышает плотности пород земной коры, в общем лежащие в интервале между  $2500$  и  $3300 \text{ кг/м}^3$ . Отсюда следует, что глубокие недра Земли должны состоять из гораздо более плотного материала. Важная задача состоит в том, чтобы выяснить, как именно распределена плотность внутри земных недр.

Вспомним, что значения  $V_P$  и  $V_S$  связаны с плотностью  $\rho$  и упругими постоянными  $K$  и  $\mu$  среды. Однако знание лишь двух параметров ( $V_P$  и  $V_S$ ) недостаточно для определения из двух уравнений ((2.8) и (2.9)) трех неизвестных ( $\rho$ ,  $K$ ,  $\mu$ ). Пытаясь преодолеть эту трудность, Буллен [21] для получения различных плотностных моделей Земли применил косвенный способ (метод Адамса — Вильямсона).

В этом методе предполагается, что рост плотности с глубиной вызван адиабатическим собственным сжатием материалов в Земле под действием гидростатического давления; роль теплового расширения, изменений химического состава или фазового состояния игнорируется.

Для сферически-симметричной Земли, в недрах которой плотность  $\rho$  является функцией радиуса  $r$ , можно записать

$$\frac{d\rho}{dr} = \frac{d\rho}{dP} \frac{dP}{dr}, \quad (2.18)$$

где  $P$  — гидростатическое давление. Поскольку плотность и объем связаны между собой обратной зависимостью ( $d\rho/\rho = -dV/V$ ), а объемный модуль  $K$  по определению (см. (2.4)) связан с  $dV/V$ , имеем

$$\frac{d\rho}{dP} = \frac{\rho}{K}. \quad (2.19)$$

Приращение давления за счет сферического слоя толщиной  $dr$  равно

$$dP = -\rho_r g_r dr, \quad (2.20)$$

где  $g_r$  — ускорение силы тяжести, которое связано с массой  $M_r$  и гравитационной постоянной  $G$  уравнением

$$g_r = \frac{G}{r^2} \int_0^r 4\pi \rho r^2 dr = \frac{GM_r}{r^2}. \quad (2.21)$$

Подставляя (2.19) — (2.21) в (2.18), получаем

$$\frac{d\rho}{dr} = -\frac{\rho}{K} \frac{GM_r \rho_r}{r^2}. \quad (2.22)$$

Далее, зависимость между  $V_P$ ,  $V_S$  и отношением  $K/\rho$ , исходя из (2.11), можно переписать как

$$K/\rho = V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2. \quad (2.23)$$

И наконец, подставляя (2.23) в (2.22), получим уравнение Адамса — Вильямсона

$$\frac{d\rho}{dr} = - \frac{GM_r \rho_r}{r^2 \left( V_{P,r}^2 - \frac{4}{3} V_{S,r}^2 \right)}, \quad (2.24)$$

где индекс  $r$  обозначает, что значения  $V_P$ ,  $V_S$  и т. д. соответствуют определенному радиальному расстоянию  $r$ .

Таким образом, градиент плотности определяется через  $V_P$ ,  $V_S$  и само  $\rho$ , начальное значение которого должно быть известно. Обычно расчеты начинают вести от кровли мантии, где  $\rho_r$  принимается равным около  $3300 \text{ кг/м}^3$  (исходя из плотности образцов горных пород, предположительно полученных из мантии), а в качестве  $M_r$  принимается масса Земли за вычетом массы коры; последняя определяется по средним мощности и плотности разреза земной коры. Тогда плотность на небольшой глубине  $h$  под кровлей мантии получается как  $\rho_h = \rho_r + h(d\rho/dr)_r$ , и расчеты можно повторить на последовательно все больших глубинах вплоть до подошвы мантии.

На границе раздела мантии и ядра происходит большое изменение плотности, которое невозможно объяснить просто сжатием вещества. Как же в таком случае определить плотность ядра описанным методом? Для этого вначале задается некоторая плотность в кровле ядра; затем с помощью уравнения Адамса — Вильямсона поэтапно определяется плотность вплоть до центра Земли. Полученное распределение должно быть таким, чтобы полная масса (найденная интегрированием по всему объему коры, мантии и ядра) оказалась равной известной массе Земли. Значение плотности, заданное для кровли ядра, изменяют до тех пор, пока модель не придет в согласие с известными значениями массы и момента инерции Земли. Когда найдено распределение плотности, из уравнений (2.20) и (2.21) можно рассчитать соответственно распределения силы тяжести и давления в земных недрах. Все эти распределения представлены на рис. 2.17 в соответствии с моделью Хэддона и Буллена [49].

Были предложены и другие модели распределения плотности, при построении которых использованы следующие предпосылки: 1) предположительная петрологическая модель верхней мантии [27, 115], 2) эмпирическое соотношение между  $V_P$ ,  $\rho$  и средней атомной массой минерала [16], 3) данные, полу-

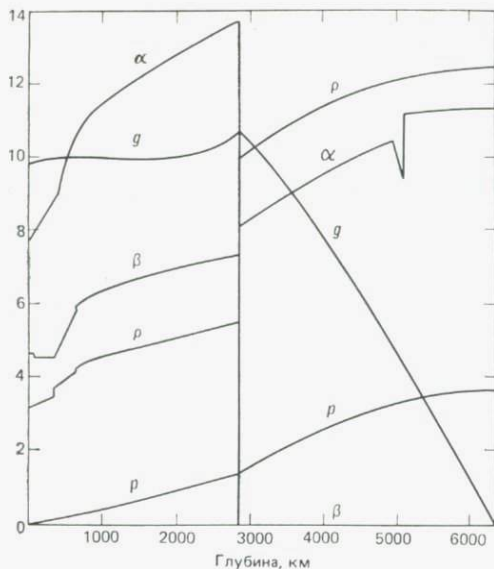


Рис. 2.17. Модель распределения физических свойств внутри Земли.  $p$  — давление в единицах  $10^7$  Н/см<sup>2</sup> ( $=10^{12}$  дин/см<sup>2</sup>),  $\rho$  — плотность в  $10^3$  кг/м<sup>3</sup>,  $g$  — ускорение силы тяжести в м/с<sup>2</sup>,  $\alpha$  и  $\beta$  — скорости волн  $P$  и  $S$  соответственно (в км/с) [49].



Рис. 2.18. Блок-схема процедур в методе Монте-Карло для получения некоторого набора моделей Земли, удовлетворяющих множеству наблюдательных данных.

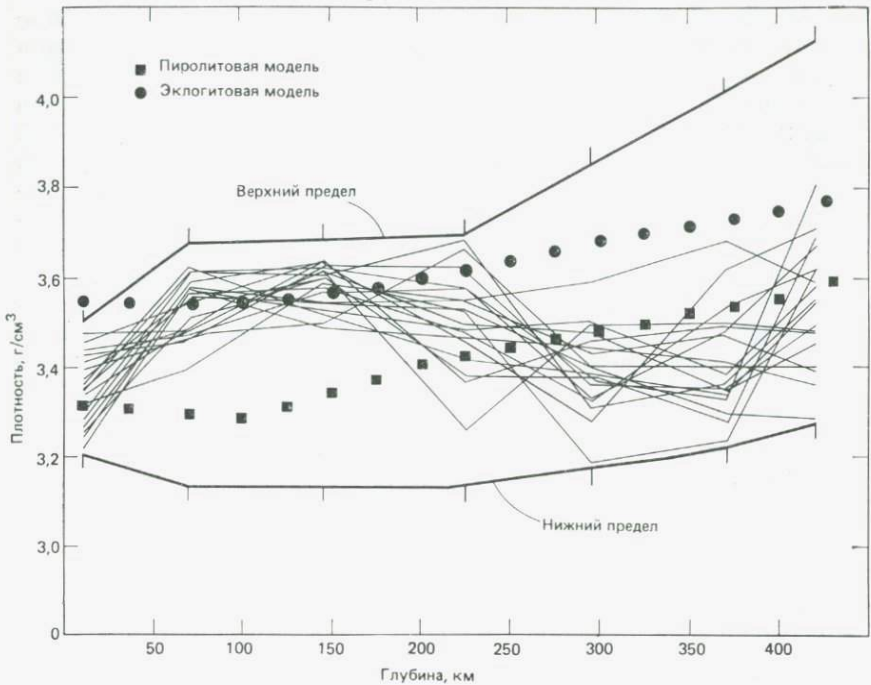


Рис. 2.19. Отобранные модели плотности для субокеанической верхней мантии [91]. Предельные линии определяют возможный диапазон значений, принятый в методе Монте-Карло. Точками показаны значения плотности по Кларку и Рингвуду [27] для мантии из пирилита и эклогита.

ченные по собственным колебаниям Земли [52]. Эти модели различаются главным образом областью верхней мантии между глубинами 100 и 1000 км, где вследствие твердофазовых переходов и близости к температурам плавления возникают большие неопределенности в распределении плотности. Все модели указывают на то, что плотность ядра соответствует преимущественно железному его составу.

Пресс [91] для нахождения набора подходящих моделей, в которых не использовалось бы никаких априорных допущений и предположений, применил совершенно новую методику, основанную на методе Монте-Карло. В этом методе, получившем свое название от игорного дома в Монте-Карло, по случайному набору данных на ЭВМ строится большое количество моделей, причем каждая модель проверяется исходя из имеющихся граничных условий. Сохраняются только те модели, которые удовлетворяют наложенным граничным условиям в пределах допустимых отклонений. Этапы этой процедуры приведены на блок-схеме программ для ЭВМ (рис. 2.18).

На рис. 2.19 показаны распределения плотности по глубине вплоть до 400 км для 18 моделей, выбранных из миллионов других, которые были получены путем случайного поиска, и оказавшихся удачными. Модели строились начиная с кровли мантии, где значения плотности охватывают весь допустимый диапазон, но в окрестности 100 км они попадают в узкий интервал примерно между 3500 и 3600 кг/м<sup>3</sup>. На этом же рисунке представлены плотности, рассчитанные Кларком и Рингвудом [27] для петрологических моделей мантии, состоящей из пиролита\*) и эклогита\*\*), из которых в области глубин между 80 и 150 км приемлема только вторая. Во всех удачных моделях между 100 и 250 км имеется зона пониженных скоростей поперечных волн, что свидетельствует в пользу моделей плотности, в которых наблюдается инверсия плотности между 100 и 300 км. Такая модель находится в противоречии с монотонной моделью Хэддона и Буллена (рис. 2.17), в которой не существует зоны пониженной плотности в верхней мантии.

## 2.5. Сейсмичность и сейсмотектоника

**2.5.1. Глобальная сейсмичность.** Термин «сейсмичность» используют для описания географии землетрясений, в частности их распределения, повторяемости и энергии в их связи с элементами рельефа. На рис. 2.20 показано распределение на земном шаре эпицентров землетрясений для периода 1961—1967 гг. Из этой карты видно, что зоны сейсмической активности расположены не случайным образом, а образуют определенные пояса. Около 80% мелкофокусных землетрясений (с глубиной очага  $h$  менее 70 км), 90% землетрясений с промежуточными глубинами очагов (между 70 и 300 км) и почти все глубокофокусные ( $h > 300$  км) происходят в пределах Тихоокеанского кольцевого пояса, состоящего из островных дуг, глубоководных желобов и горных хребтов. Большинство остальных сильных землетрясений приходится на Альпийский пояс, протягивающийся от Азорских островов через Европу и Азию до соединения с Тихоокеанским поясом на Новой Гвинее. Кроме этих двух важнейших зон сейсмичности имеет значение пояс слабых мелкофокусных землетрясений, идущий по гребням системы океанических хребтов и вдоль системы Восточно-Африканских рифтов. Многочисленные слабые толчки происходят

\* Термин «пиролит» означает смесь дунита и базальта в пропорции 3:1. Фракционное плавление этой системы может привести к образованию базальтовой магмы и остатка из дунита.

\*\* Эклогит — метаморфическая порода, образующаяся при исключительно высоких давлениях и содержащая гранат и пироксен; химически идентична базальту.

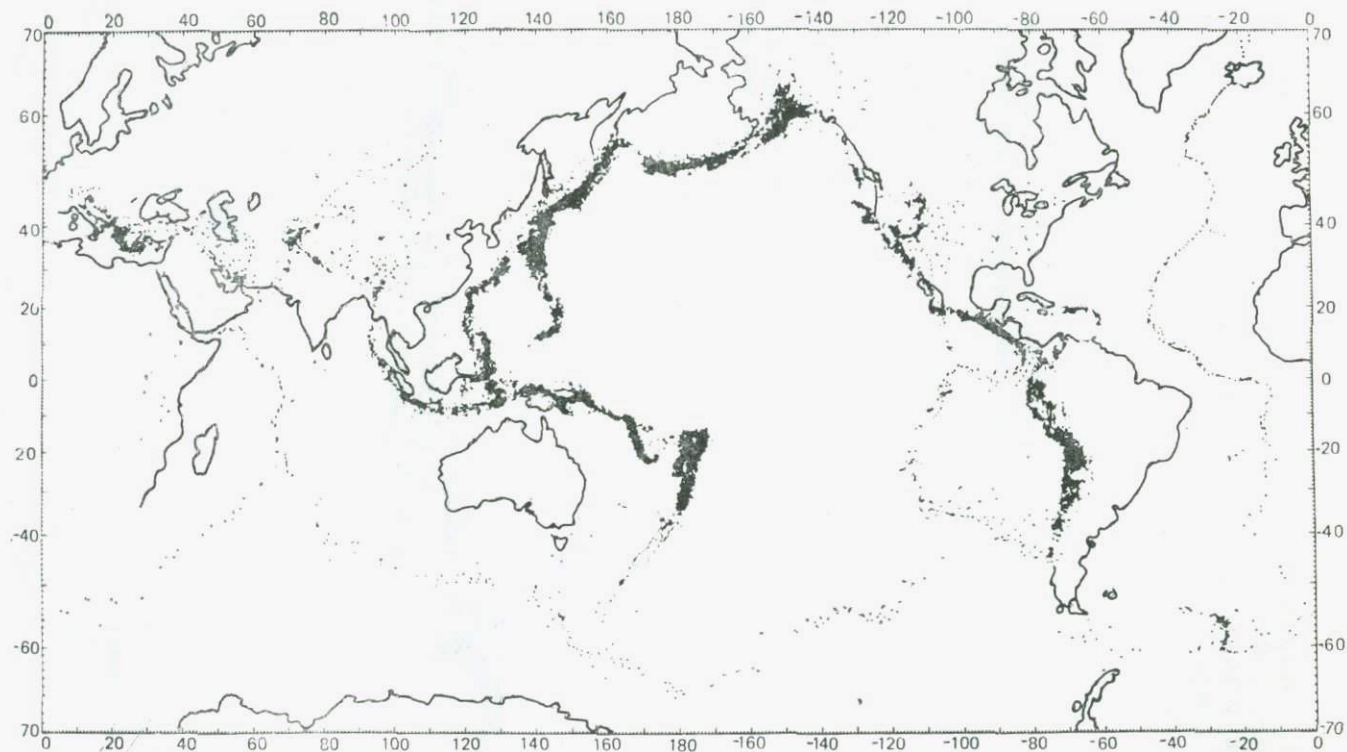


Рис. 2.20. Распределение по земному шару эпицентров всех землетрясений, происшедших в период 1961—1967 гг. по данным Береговой и геодезической службы США [9].

и в других местах, но выделяемая ими энергия незначительна. Неглубокие землетрясения часто отмечаются в окрестности вулканов, и некоторые из них (но не все) связаны с вулканическими извержениями.

Согласно современной концепции «тектоники плит» (более подробно рассматриваемой в гл. 10), пояса землетрясений приблизительно очерчивают границы жестких литосферных плит, которые легко могут перемещаться по относительно более нагретому и более мягкому материалу верхней мантии (астеносфере). О механизме, вызывающем движения плит, все еще идут споры, хотя в большинстве моделей предусмотрена какая-либо форма конвекции в верхней мантии (см. разд. 10.9). Когда литосферные плиты сталкиваются друг с другом или скользят друг относительно друга, возникают мелкофокусные землетрясения. С другой стороны, когда литосферная плита погружается в мантию, это порождает глубокие землетрясения. Например, в районе дуги Тонга (рис. 2.21) по мере того как эпицентры отодвигаются на запад от островной дуги, очаги землетрясений становятся все более глубокими, до тех пор пока не достигается максимальная глубина очагов около 600 км. Распределение очагов наводит на мысль о существовании сейсмофокальной зоны, падающей под углом порядка  $45^\circ$  в

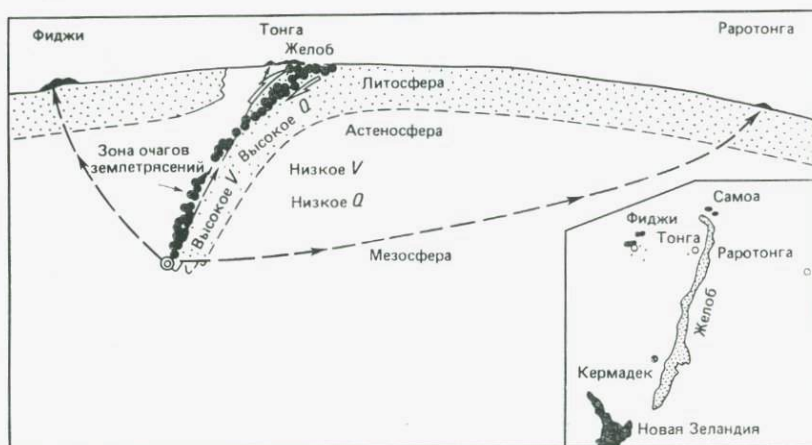


Рис. 2.21. Наклонная поверхность очагов землетрясений (черные кружки) под островной дугой Тонга. Максимальная глубина очага составляет около 600 км. Поверхность погружающейся литосферы трассируется по расположению очагов землетрясений и зоны высокоэффективного распространения сейсмических волн, характеризующейся высокой скоростью  $V$  и высокими значениями добротности  $Q$  (величины, обратной коэффициенту затухания волновой энергии). Штриховыми линиями со стрелками показаны некоторые пути распространения сейсмических волн от глубокофокусного землетрясения. (По [86].)

направлении континентальной стороны дуги. Глубинную сейсмичность вдоль этой наклонной зоны (иногда называемой *зоной Бенъоффа*) связывают с продвижением литосферной плиты в глубины мантии. Сильную поддержку этой теории дают главным образом исследования механизма очага землетрясения (см. разд. 2.5.3).

Значение землетрясений следует также рассмотреть в отношении выделяемой энергии. Рихтер [96] создал шкалу магнитуд землетрясений, которая позволила практически определить количественную меру упругой энергии деформации, выделяющейся при землетрясении. Рихтеровская магнитуда  $M$  определяется как  $M = \lg A$ , где  $A$  — максимальная амплитуда записи в микрометрах, записанная стандартным короткопериодным сейсмографом Вуда — Андерсона на эпицентральной расстоянии 100 км. Для перевода результатов наблюдений на удаленных станциях к значениям, соответствующим стандартным условиям, было создано несколько эмпирических таблиц соотношений амплитуда — расстояние.

Согласно Рихтеру, можно провести приблизительную корреляцию между магнитудой  $M$  и данными макросейсмических наблюдений: для самых слабых толчков, ощущаемых людьми,  $M \approx 2$ ; для толчков, вызывающих повреждение слабых конструкций,  $M \approx 5$ ; для разрушительных землетрясений  $M > 6$ .

Магнитуду  $M$  используют главным образом для того, чтобы оценить энергию  $E$ , связанную с землетрясениями. Бот [10] предложил соотношение, полученное эмпирическим путем:

$$\lg E \text{ (Дж)} = 5,24 + 1,44 M. \quad (2.25)$$

С помощью этого соотношения получается, что энергия, высвобожденная при одном из самых сильных землетрясений нашего столетия, происшедшем в январе 1906 г. в Колумбии — Эквадоре и имевшем рихтеровскую магнитуду 8,9, равна приблизительно  $10^{18}$  Дж, что эквивалентно энергии, выделяющейся при взрыве бомбы мощностью 300 Мт. Общее количество энергии, выделяемой землетрясениями, в среднем составляет  $10^{18}$  Дж/год и обусловлено в основном небольшим числом действительно сильных толчков. Насколько известно, большинство сильных землетрясений происходит на небольших глубинах — обычно менее 30 км. Частота повторения промежуточных и глубоких толчков в общем убывает с увеличением глубины. Не зарегистрированы землетрясения, которые происходили бы на глубинах, превышающих 720 км, и более глубокие области Земли, по-видимому, совершенно асейсмичны.

**2.5.2. Сейсмическая активность Скандинавии.** По сравнению с другими сейсмоактивными зонами Земли сейсмичность Скандинавии исключительно слаба. Этот вывод становится еще

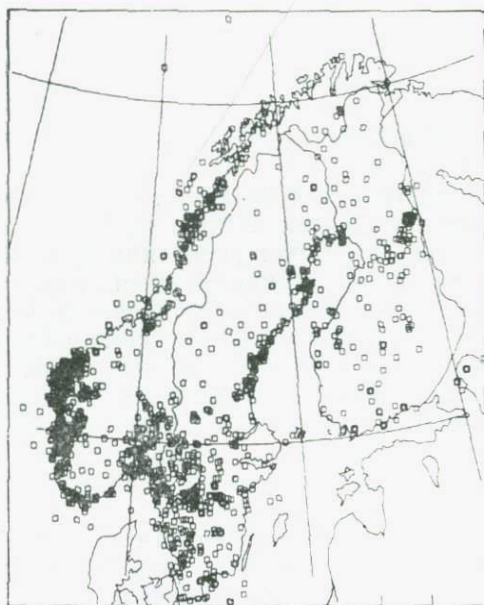


Рис. 2.22. Инструментально зарегистрированные землетрясения в Фенноскандии за период 1951—1975 гг. [58].

более очевидным, если учесть тот факт, что при одном только землетрясении большой магнитуды (какие все время происходят в Японии) высвобождается энергия порядка  $10^{17}$  Дж, и это в тысячу раз больше, чем суммарное количество энергии, выделившейся в Скандинавии за все наше столетие. Тем не менее сейсмичность Скандинавии представляет значительный интерес, особенно из-за ее возможной связи с современным поднятием суши в этом районе. Максимальное поднятие зафиксировано в области Ботнического залива (см. рис. 3.13).

На рис. 2.22 показано распределение землетрясений в Скандинавии в период 1951—1975 гг. Наиболее значительная активность приурочена к трем районам: вдоль западного побережья Норвегии, в окрестности системы грабенов Осло и в зоне, примыкающей к Ботническому заливу. Очевидно, сейсмичность всех этих разбросанных зон нельзя приписывать одному только продолжающемуся поднятию суши, которое началось после таяния плейстоценового ледяного покрова. Возможно, более важную роль в нарастании локальных упругих напряжений, ведущем в итоге к землетрясениям, играют некоторые другие факторы, такие, как постепенное опускание бассейна Северного моря, частичное омоложение «мертвой» системы разломов в районе грабена Осло и солевая тектоника в районе

Датского взморья Северного моря. Прежде чем детально рассмотреть возможные причины землетрясений, попробуем представить наглядно то, что именно происходит в очаге землетрясения.

**2.5.3. Механизмы очага землетрясения.** Наши знания о том, что происходит в очаге землетрясения, основаны главным образом на теории «упругой отдачи», сформулированной Х. Рейдом после катастрофического Сан-Францисского землетрясения 1906 г. Эта теория объясняет землетрясения постепенным накоплением упругой энергии в тектонически активных регионах и внезапным высвобождением запасенной энергии в результате образования разрыва, когда оказывается превышен предел прочности на разрыв (рис. 2.23). Сильное мелкофокусное землетрясение обычно сопровождается значительными деформациями (разрывом) на протяжении сотен километров, что указывает на величину объема пород, из которого высвободилась упругая энергия. Разрушительное Сан-Францисское землетрясение 1906 г. сопровождалось образованием разрыва на земной поверхности на протяжении более чем 300 км вдоль разлома Сан-Андреас. Смещение по разрыву было чисто горизонтальным, при этом тихоокеанская сторона резко переместилась на север примерно на 7 м относительно континентальной стороны.

Если смещение (подвижка) происходит в горизонтальном направлении, то оно называется «смещением по простиранию»; если же оно происходит в вертикальном или близком к вертикальному направлению, то называется «смещением по падению» (рис. 2.23, в). Встречаются также разрывы, образовавшиеся в результате комбинации движений, — по падению и по простиранию. Разлом Сан-Андреас, наиболее тщательно изученный разрыв на поверхности Земли, является типичным разрывом со

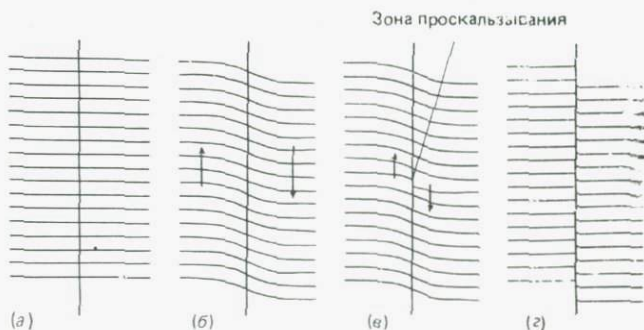


Рис. 2.23. Схема, иллюстрирующая механизм очага землетрясения согласно теории упругой отдачи Рейда [13].

смещением по простиранню, т. е. сдвигом. Для этого разлома известна скорость накопления упругой энергии. Выполненные недавно геодезические измерения показали, что образующие разлом блоки смещаются со скоростью порядка 4—5 см/год. Хотя это движение почти незаметно, в геологических масштабах времени оно достаточно велико. Если учесть возраст разлома (по крайней мере 20 млн. лет), то такое смещение может привести к суммарному движению порядка нескольких сотен километров.

Для неглубоких толчков представления о разрушении и внезапном образовании разрыва, на которых базируется теория упругой отдачи, правдоподобны. Теория образования разрыва в результате разрушения при сдвиге встречается с трудностями, если попытаться объяснить с ее помощью механизм очага более глубоких землетрясений, поскольку глубже нескольких десятков километров сопротивление трения столь велико, что никакое скольжение с сухим трением происходить не может. Предложено несколько решений этой проблемы. Рассмотрим некоторые из них.

Рингвуд [99] предположил, что вследствие постепенных фазовых переходов породы погружающегося литосферного блока сокращаются в объеме (см. рис. 10.12), в результате чего могут развиваться значительные сдвиговые напряжения в материале, окружающем сокращающийся объем, что приводит к землетрясениям. Мак-Гарр [73] сравнил диапазоны глубин, в которых отмечается преобладающая активность промежуточных и глубокофокусных землетрясений в верхней мантии, с глубинами возможных фазовых изменений и, найдя хорошую корреляцию между данными этих двух видов, подтвердил гипотезу Рингвуда.

Существует и другая теория, объясняющая механизм глубинных землетрясений разрывными нарушениями. Они становятся возможными на этой глубине из-за присутствия поровой жидкости, которая облегчает скольжение путем уменьшения трения. При этом на сдвиговые напряжения жидкость не влияет. В связи с этой теорией особый интерес представляют наблюдения, свидетельствующие о кажущемся увеличении местной активности мелкофокусных толчков после нагнетания жидкости под высоким давлением в глубокие скважины, предназначенные для захоронения отходов (см. рис. 2.29). Большинство пород в близповерхностных частях земной коры содержат захваченную воду, а на глубине вода, возможно, выделяется при дегидратации. В мантии частичное плавление вещества также может приводить к появлению порового флюида, ведущего себя в основном таким же образом.

Проблема физических механизмов, вызывающих промежуточные и глубокие землетрясения, еще далеко не решена.

Но несмотря на эти неопределенности уже многое известно о распределении смещений в очаге землетрясения. Эта информация имеет важнейшее значение для изучения сейсмотектоники.

#### 2.5.4. Динамика образования разрыва и сейсмотектоника.

Основным элементом очага большинства землетрясений является плоскость разрыва, по которой скользят соседние блоки. Анализируя сейсмограммы, можно определить местоположение фокуса землетрясения, т. е. точки, где возникло первоначальное смещение. В последние десятилетия для определения ориентации разрыва, порождающего как проскальзывание, так и землетрясение, было предложено много интересных методов. Прекрасный обзор этих методов и примеров полевых исследований читатель может найти в статье [66]. Здесь будет представлено лишь очень краткое рассмотрение на довольно элементарном уровне.

Направление первого движения в  $P$ -волнах, расходящихся от гипоцентра толчка, дает информацию о механизме очага. Например, сейсмическое возмущение, исходящее от идеального точечного источника (как в случае химического или ядерного взрыва), при распространении в однородной упругой среде будет создавать однородное, направленное наружу во все стороны давление («толчок») на окружающую среду. Первое вступление  $P$ -волны будет соответствовать сжатию вследствие нажима частиц в направлении от источника во всех квадрантах. Если механизм землетрясения будет обусловлен линейным источником типа разрыва, то вид распределения первых смещений в  $P$ -волнах будет иным.

Для анализа картины первых смещений в очаге обычно наблюдают знаки первых движений по данным вступлений  $P$ -волн на сейсмические станции, расположенные по всей земной поверхности. Очевидно, что слабые землетрясения регистрируются только на близких станциях. Для каждой станции отмечается, каким является первый импульс  $P$ -волны — сжатием (толчок) или растяжением. Затем результаты, полученные по всем станциям, наносятся на карту. Рис. 2.24 иллюстрирует гипотетический случай распределения первых смещений, обусловленных движением типа сдвига вдоль разрыва с простиранием  $S$ — $Ю$  в вертикальной плоскости  $FF'$ . Первые смещения, зафиксированные сейсмическими станциями, можно разделить на четыре квадранта. Распределение сжатий и разрежений по квадрантам будет в точности таким же, если разрыв типа сдвига будет происходить в направлении  $В$ — $З$  вдоль вспомогательной плоскости  $AA'$ . Хотя направление максимального горизонтального напряжения можно однозначно установить по распределению первых смещений, направленных на эпицентр,

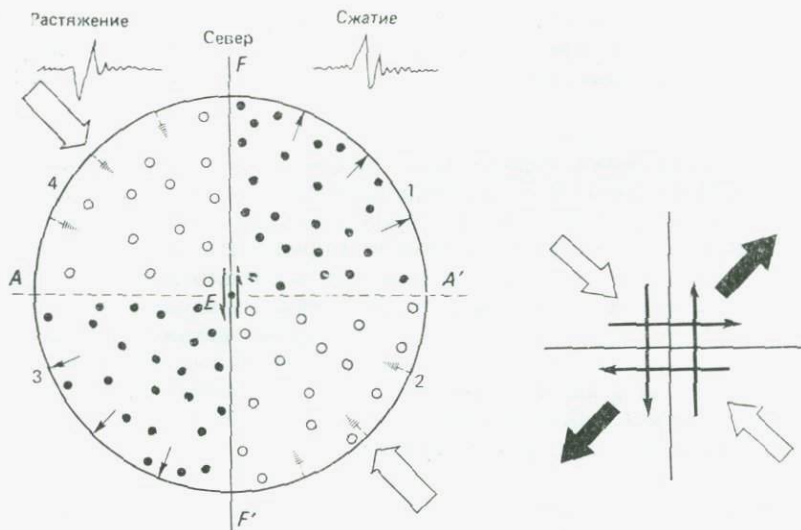


Рис. 2.24. Механизмы очага в виде одинарной пары (слева) и двойной пары сил (справа). В обоих случаях запись первых движений для вступлений  $P$ -волн демонстрирует аналогичное распределение квадрантного типа.  $E$  — эпицентр,  $FF'$  — след плоскости разрыва,  $AA'$  — след вспомогательной плоскости, кружки — растяжения, точки — сжатия, светлыми стрелками указаны направления наибольшего горизонтального напряжения.

имеются два решения в отношении ориентации плоскости разрыва, и по изучению одних только первых движений в  $P$ -волнах мы не можем узнать, какая именно из двух плоскостей ( $FF'$  или  $AA'$ ) действительно соответствует плоскости разрыва. Разрешить эту неоднозначность помогают сведения о региональной геологии или решение, основанное на информации по  $S$ -волнам [22]. Иногда полезные сведения для определения простирания разрыва обеспечивают макросейсмические данные, например линии изосейст (кривые равной интенсивности сейсмических сотрясений, полученные по наблюдениям возмущений вокруг эпицентра землетрясения).

В качестве примера на рис. 2.25 приведены данные реальных наблюдений, сделанных при землетрясении, которое произошло в районе Швабского Альба на юге ФРГ в январе 1970 г. Приведенная в проекции на плоскость диаграмма показывает, что первый импульс соответствует сжатию в квадрантах ВСВ и ЗЮЗ и разрежению в остальных квадрантах. В согласии со сжатиями и разрежениями начерчены возможные направления смещений по разрыву (стрелки). Изосейста, окружающая эпицентр, явно указывает на то, что плоскость разрыва ориентирована в направлении ССВ — ЮЮЗ. Определив положение плоскости разрыва в очаге землетрясения, мы

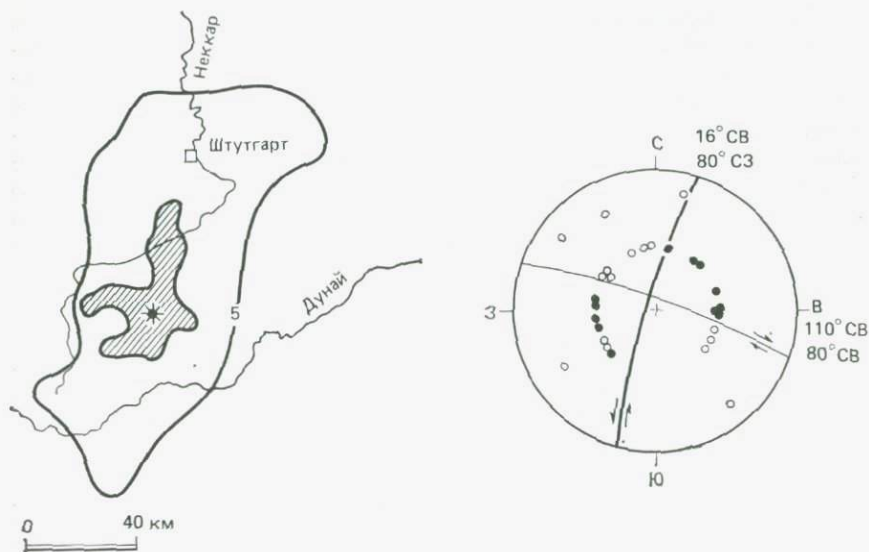


Рис. 2.25. Определение плоскости разрыва в очаге землетрясения, происшедшего 22 января 1970 г. в районе Швабского Альба на юге ФРГ ( $M=5,3$ ). В результате анализа картины первых вступлений  $P$ -волн получены два возможных решения. Изосейста, окружающая эпицентр (жирная кривая), указывает на то, что плоскость разрыва ориентирована в направлении ССВ—ЮЮЗ. Звездочкой изображен эпицентр, кружками — растяжения, точками — сжатия [2].

можем сделать вывод, что движение по разрыву было почти горизонтальным и левосторонним (синистральным). Исходя из анализа первых смещений, направление максимального горизонтального напряжения оказывается приблизительно СЗ—ЮВ, что согласуется со средним направлением оси тектонического сжатия в районе Рейнского грабена.

Изучение первых смещений позволяет определять направление и тип движений, связанных с землетрясениями, и распределение осей главных напряжений в тектонически активных зонах. Эта методика зарекомендовала себя как весьма мощный инструмент в сейсмологии, дающий возможность получать ценную информацию о современной тектонической активности земной коры.

## 2.6. Дилатансия и предсказание землетрясений

Проблема предсказания, или прогноза, землетрясений представляет огромный интерес как для геофизиков, так и для широкой публики. И теоретические, и социальные аспекты этой

проблемы привлекают большое внимание населения таких стран, как Япония, США, СССР, КНР, Индия и других, страдающих от разрушительных землетрясений. Интенсивно проводимые работы по прогнозу землетрясений в рамках различных национальных программ выявили ряд обнадеживающих признаков, указывающих на то, что цель достижима. Первое в мире успешное предсказание сильного землетрясения было сделано китайскими учеными 4 февраля 1975 г. за несколько часов до того, как оно произошло вблизи Хайчэна на северо-востоке Китая.

Общее описание методов прогноза землетрясений дано в книге Рикитаке [97]. Более поздние достижения отражены в специальном издании Американского геофизического союза, посвященном предсказанию землетрясений [105]. Ниже приводится весьма краткое и общее изложение вопросов прогноза без особых подробностей.

**2.6.1. Модели подготовки землетрясения, основанные на дилатансии.** Научная основа предсказания землетрясений была разработана по результатам как лабораторных, так и полевых экспериментов, выполненных в последние годы. Лабораторные эксперименты [18, 77, 101] показали, что, когда сжимающее напряжение в образце породы достигает примерно половины значения напряжения разрушения, в материале начинают возникать микротрещины, и это приводит к локальному увеличению объема пор. При увеличении напряжения микротрещины растут, затем соединяются и на конечной стадии разрушения образуют одну или более основных трещин. Неупругое возрастание объема, вызываемое образованием микротрещин, называется *дилатансией*. Когда породы испытывают дилатансию, в области, так или иначе подверженной этому процессу, могут происходить другие изменения физических параметров, поддающиеся измерениям, например деформация поверхности земли, вариации скорости сейсмических волн, электрического сопротивления, расхода воды и эмиссий радона. Были предложены две основные модели, связывающие упомянутые физические изменения с эффектом дилатансии. Это *влажная* и *сухая* модели, иллюстрируемые рис. 2.26.

Влажная модель основана на теории диффузии поровой жидкости, предложенной Нуром [84] и развитой Шольцем и др. [102]. Согласно этой теории, скорость распространения волн в сухой среде, подверженной дилатансии, меньше, чем в водонасыщенной. На II стадии развиваются дилатансионные трещины, что создает недосыщенность среды и приводит к уменьшению скоростей сейсмических волн; этот эффект сказывается на величине  $V_P$  больше, чем на  $V_S$ , обуславливая уменьшение отношения  $V_P/V_S$  на 10—20% от его нормального значе-

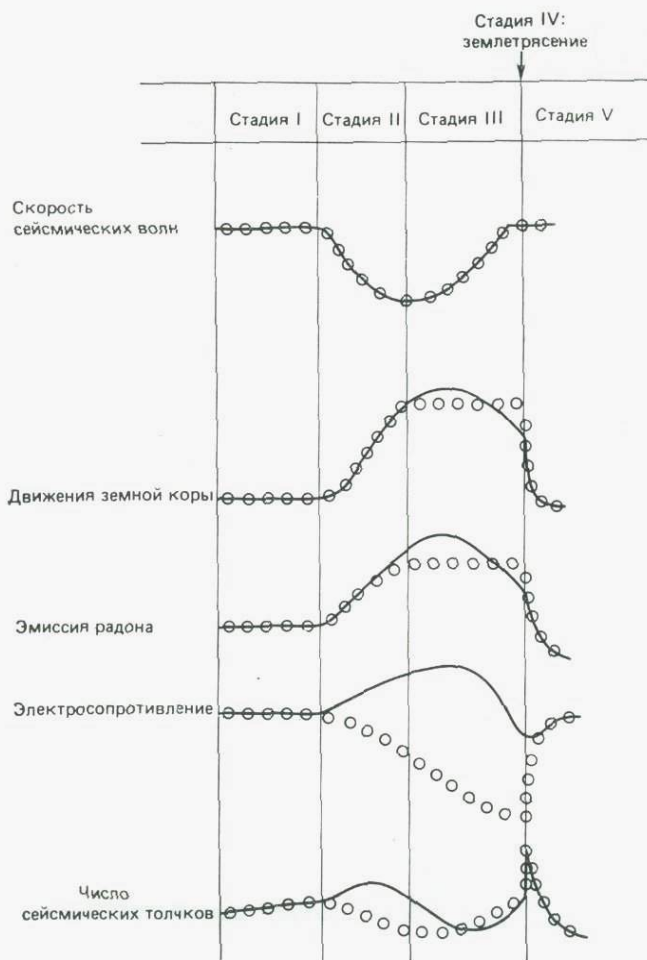


Рис. 2.26. Изменения физических параметров, предсказываемые дилатантно-диффузионной моделью (светлые кружки) Шольца и др. [102]. Модель дилатансионной неустойчивости (сплошные кривые) основана на работе Мячкина и др. [76].

ния. На этой стадии можно ожидать также поднятия и возникновения наклона земной поверхности. Протекание воды через вновь раскрывшиеся трещины будет влиять и на степень эмиссии радона. Вследствие притока воды в дилатантную зону из окружающей среды может уменьшаться электрическое сопротивление горных пород (которое находится в обратной зависимости от количества электролита, присутствующего в е порак).

Если приток воды поддерживается и поровое давление возрастает,  $V_P$  начинает увеличиваться (III стадия) и вновь приобретает свое нормальное значение. С ростом порового давления порода оказывается насыщенной и ее прочность уменьшается. Наконец наступает момент, когда мелкие толчки (форшоки) увеличиваются в числе, и вскоре после этого происходит главный толчок (IV стадия).

Восстановление прежнего значения скорости  $V_P$  (или отношения  $V_P/V_S$ ) и многократное увеличение активности слабых толчков в некоторой зоне ограниченных размеров считаются полезными основаниями для краткосрочного предсказания землетрясений. Обнаружено, что общее время предвестника (стадии II и III) тесно связано с магнитудой землетрясения: для сильных землетрясений, имеющих магнитуду 6—7, интервал времени, в течение которого наблюдается изменение величины  $V_P/V_S$ , может продолжаться несколько лет.

Советскими сейсмологами была предложена сухая модель [76]. В этой модели развитие дилатансии играет главную роль, но диффузии воды не требуется. В сухих породах электрическое сопротивление на II стадии возрастает, но его нормальное значение восстанавливается на III стадии, когда дилатансионные трещины и связанные с ними напряжения начинают концентрироваться в весьма ограниченной зоне, где в конце концов произойдет вспарывание разрыва. Дилатансия, которая в течение II стадии захватывала обширную область, уменьшается на III стадии, на которой  $V_P$  в конечном счете примет свое нормальное значение. Для III стадии данной модели характерна очень интенсивная дилатансия в непосредственной близости от зарождающейся трещины [19, 78, 108]. Это позволяет объяснить тот факт, что дилатантная зона шире, чем очаговая.

**2.6.2. Сейсмические предвестники.** Одним из активно исследуемых предвестников землетрясений является изменение со временем скорости сейсмических волн  $V_P$  или отношения скоростей  $V_P/V_S$ . На рис. 2.27 приведены примеры изменения значений  $V_P/V_S$  для нескольких землетрясений, происшедших в СССР в районе Гарма. Отношение скоростей явно уменьшается на 10—15%, а затем возвращается к прежнему значению, иногда с небольшими колебаниями, незадолго до возникновения землетрясения. По-видимому, чем больше магнитуда подготавливаемого землетрясения, тем длиннее период времени, в течение которого наблюдается уменьшение величины  $V_P/V_S$ . К аналогичным выводам пришли и американские, японские и китайские ученые. Аггарвал и др. [1] сообщали об успешном предсказании землетрясения в районе Блу-Маунтин-Лейк в США. Исходя из наблюдаемого спада величины отношения  $V_P/V_S$  от значения 1,73, отмеченного 30 июля 1973 г., до примерно

1,5 в последующие два дня, сейсмологи 1 августа предсказали, что в ближайшие несколько дней произойдет землетрясение с магнитудой 2,5—3. И действительно, 3 августа произошло землетрясение с магнитудой 2,6.

В противоположность описанным выше примерам землетрясений, с которыми была связана аномалия значений  $V_P/V_S$ , никаких заметных изменений этого отношения не наблюдалось перед землетрясениями умеренной силы в зоне разлома Сан-Андреас в Калифорнии [8, 107]. В ряде областей, где позднее произошли землетрясения, слежение за скоростями сейсмических волн при наблюдениях, проводившихся на обширных территориях во время взрывов в карьерах, не выявило никаких аномалий  $V_P$  [23, 88]. Поэтому в настоящее время вариации скоростей сейсмических волн как предвестник землетрясения уже не встречают того единодушного признания, как прежде.

Большой интерес вызывают поиски в качестве предвестника такого явления, как изменения в характере сейсмической активности. Во многих сообщениях описывается усиление активности слабых толчков перед будущим землетрясением, наблюдаемое в его очаговой области или вокруг нее. Как говорилось

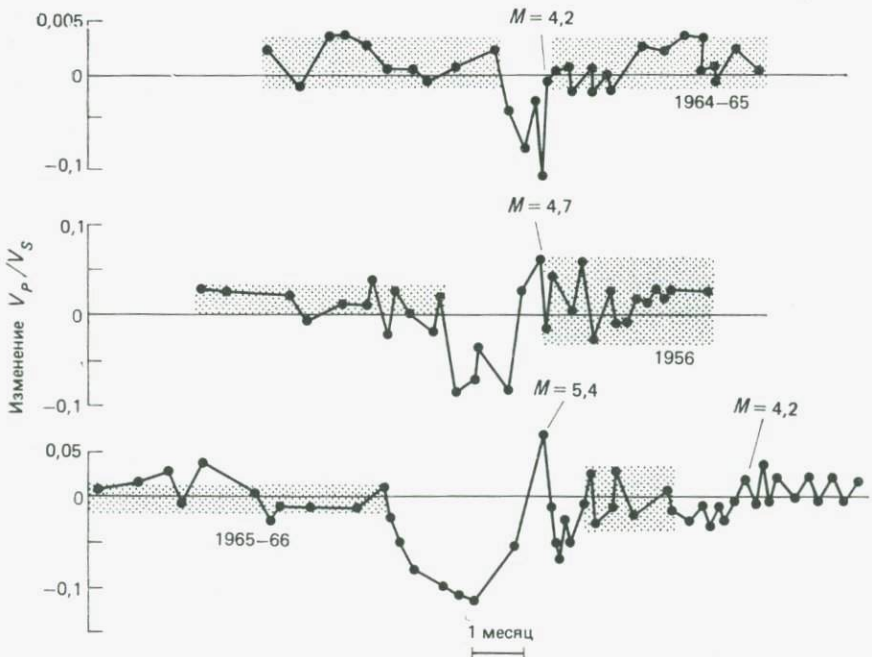


Рис. 2.27. Изменения отношения скоростей сейсмических волн  $V_P/V_S$ , предварявшие некоторые землетрясения в районе Гарма (СССР) [103].

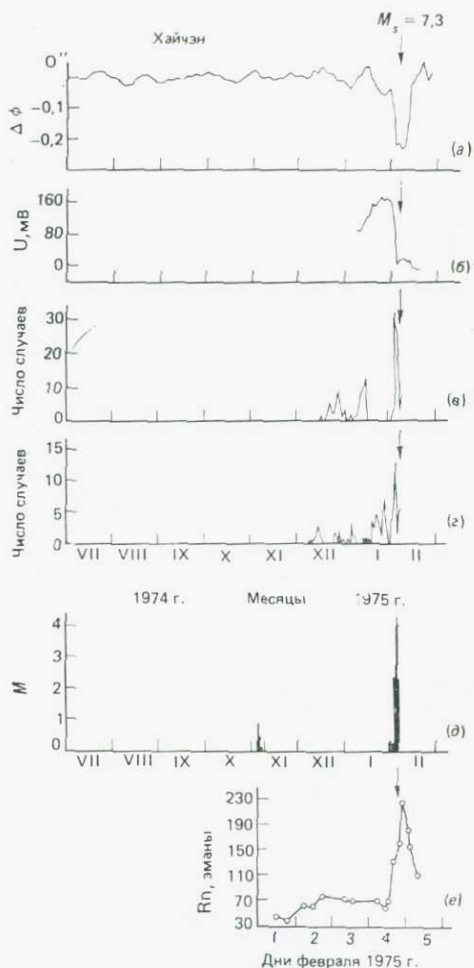


Рис. 2.28. Краткосрочные аномалии, наблюдавшиеся перед Хайчэнским землетрясением, происшедшим 4 февраля 1975 г. (а) Наклон поверхности; (б) разность электрических потенциалов; (в) необычное поведение животных; (г) изменения уровня подземных вод; (д) форшоки; (е) содержание радона в воде горячих источников [120]. Это землетрясение было предсказано китайскими учеными за несколько часов.

выше, результаты лабораторных экспериментов подтверждают, что рост микротрещин в испытуемом образце породы может привести к образованию основной трещины. На рис. 2.28 можно видеть последовательность форшоков и другие кратковременные аномалии, наблюдавшиеся в районе Хайчэна (Северо-Восточный Китай) перед тем, как произошел главный толчок. Отметим заметное повышение местной сейсмичности примерно за день до толчка. После этого повышения в течение нескольких часов не отмечалось никакой активности, а затем уже произошло само землетрясение с магнитудой 7,3. Такая особенность, как кратковременное затишье перед главным толчком, наблюдалась в ряде случаев и рассматривается как важная состав-

ная часть модели предсказания, предложенной Тальвани [110].

Следует подчеркнуть, что форшоковую активность в качестве предвестника сильного землетрясения легко распознать, если рассматриваемая область в течение долгого времени была сейсмически неактивной, что имело место в случае Хайчэнского землетрясения. В тех районах, где широко развиты разные «шумы» и происходят рои землетрясений, отличить форшоки от других толчков весьма трудно.

Рикитаке [98] привел солидный перечень предвестников землетрясений — как сейсмических, так и несейсмических, — отмеченных в разное время в разных районах Земли. Полного понимания различных явлений, предвещающих сильное землетрясение, пока еще не достигнуто, хотя в некоторых случаях наблюдаемые признаки были достаточно явными, чтобы можно было вовремя предупредить население об опасности.

**2.6.3. Возбужденные землетрясения.** Некоторые землетрясения были непреднамеренно вызваны двумя видами человеческой деятельности: 1) нагнетанием жидкости в глубокие скважины и 2) сооружением плотин и крупных водохранилищ. Землетрясения могут возбуждаться и взрывами, произведенными в глубоких шахтах, а также сильными подземными ядерными взрывами, но эти случаи мы здесь рассматривать не будем.

**2.6.4. Сейсмичность, обусловленная нагнетанием жидкости.** Наиболее впечатляющие данные, касающиеся возбуждения землетрясений в результате закачки жидкости в породы, относятся к двум практическим примерам. Нагнетание сточных вод в скважину, пробуренную вблизи Денвера, шт. Колорадо, и предназначенную для сброса отходов в Арсенале Скалистых гор, возбудило заметную сейсмическую активность, причем происходили толчки с магнитудами до 5. В историческом плане эта область долгое время была асейсмичной. Глубина скважины была 3800 м, а объем закачиваемой жидкости достигал  $2 \cdot 10^4$  м<sup>3</sup> в месяц. Несмотря на полное прекращение закачки в сентябре 1969 г., землетрясения продолжали происходить в течение нескольких лет. Согласно теории, выдвинутой Ивенсом [34], при возрастании порового давления уменьшается трение между плоскостями разрыва в земной коре, что в конце концов приводит к проскальзыванию.

Эксперимент по контролируемому нагнетанию воды на нефтяном месторождении Рейнджли на северо-западе шт. Колорадо [55] подтвердил и углубил выводы, сделанные на основе Денверских землетрясений и касающиеся возможного контроля и управления землетрясениями. На рис. 2.29 видно, как менялось число землетрясений в месяц при закачке и откачке воды через экспериментальную скважину глубиной около

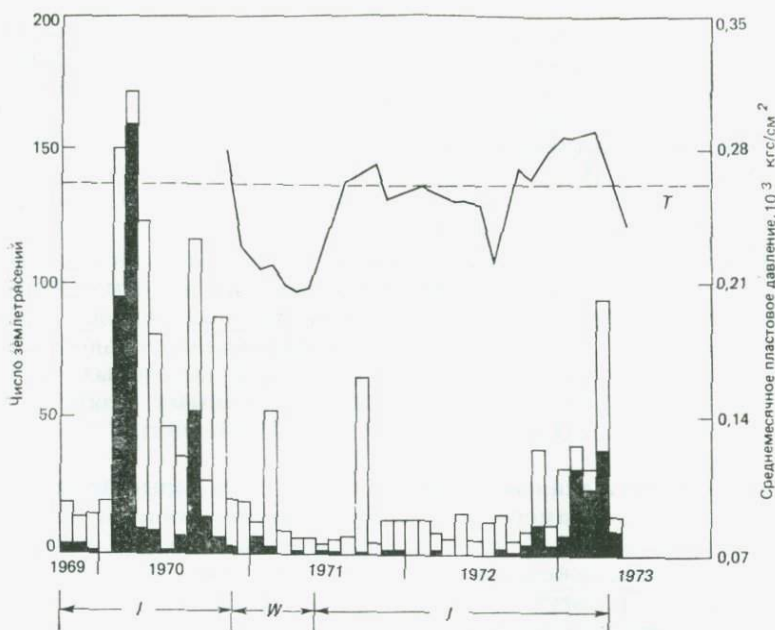


Рис. 2.29. Изменения числа землетрясений в месяц в связи с закачкой и откачкой жидкости на нефтяном месторождении Рейнджли на западе шт. Колорадо (США). Пунктирной прямой  $T$  обозначено предельное давление в порах пласта-коллектора, превышение которого может привести к землетрясению.  $I$  и  $W$  — соответственно периоды закачки и откачки жидкости. (По Уоллису [114]; воспроизведено Рикитаке [97].) (Черным выделены землетрясения, происходившие не далее 1 км от скважины. — Ред.)

2 км. Наблюдения проводились с помощью 14 сейсмографов, распределенных по нефтяному месторождению. Представляется, что землетрясения начинают происходить, когда максимальное давление закачиваемой воды превышает пороговое значение порядка 25 МПа (250 бар). Основываясь на результатах этих наблюдений, Уоллис [114] рассмотрел перспективы контроля и уменьшения опасности землетрясений.

### 2.6.5. Сейсмичность, вызванная заполнением водохранилищ.

Известно свыше десятка случаев, когда умеренные и сильные землетрясения происходили в связи с заполнением водой искусственных водохранилищ. По-видимому, такие землетрясения бывают связаны с плотинами высотой более 100 м. Известные примеры таких землетрясений наводят на мысль о том, что сейсмический риск больше зависит от высоты плотины, чем от объема воды. Одним из самых крупных событий такого рода было землетрясение Койна 1967 г. ( $M=6,4$ ) в Индии. Оно произошло в районе стабильного Индостанского щита под

плотиной высотой 103 м; заполнение водохранилища происходило в 1962 г. Район считался устойчивым в сейсмическом отношении, но начиная с 1963 г. колебания почвы здесь участились. К 1967 г. в зоне водохранилища оказалось свыше 100 эпицентров, правда магнитуды толчков в общем были ниже 4. 13 сентября 1967 г. ряд толчков с магнитудами 5,0—5,5 вызвал небольшие повреждения. 10 декабря 1967 г. произошел самый сильный толчок ( $M=6,4$ ), разрушивший плотину.

Об аналогичных землетрясениях, связанных с водохранилищами, сообщалось в отношении плотин Хувер (США), Монтэнар (Франция), Кариба (Родезия), Синьфын (Китай), Кремаста (Греция) и др. [46]. В противоположность этим случаям, с некоторыми из крупнейших водохранилищ мира при высоте плотин 115—220 м (например, Асуанская плотина в Египте, Даниел Джонсон в Канаде) не связаны возбужденные землетрясения.

Хотя для лучшего понимания процессов необходимо проводить дальнейшие исследования сейсмичности, порождаемой водохранилищами, складывается впечатление, что заполнение водохранилищ будет возбуждать сейсмическую активность только в тех случаях, когда вблизи данного района уже имеются разломы и начальное напряжение близко по величине к тому, которое может вызвать проскальзывание по этим разломам.

## 2.7. Методы сейсморазведки

Основной задачей сейсморазведки является картирование геологических структур, располагающихся в самой верхней части земной коры. Общие теоретические основы сейсморазведки примерно такие же, как сейсмологии, изучающей землетрясения. Главное различие состоит в периодах, или частотах, используемых сейсмических волн. В отличие от волн землетрясений волны, регистрируемые в сейсморазведочных работах, очень короткие и имеют периоды от 0,01 до 0,1 с (соответствующие частоты лежат в диапазоне 10—100 Гц). Фундаментальные принципы используемой аппаратуры в общем те же, но их технические параметры и функциональные узлы существенно различаются.

Процедура сейсморазведки состоит в следующем: с помощью близповерхностных взрывов генерируются сейсмические волны, которые, распространяясь по разным путям, выходят на поверхность на различных расстояниях, где регистрируются приемниками колебаний; проводя анализ времен пробега этих волн в зависимости от расстояния, определяют местоположения отражающих и преломляющих границ. Методы, основанные на использовании отраженных волн, существенно отличаются от

методов преломленных волн, и первые из них наиболее широко применяются в нефтяной разведке для выявления и картирования структурных ловушек.

Вводный курс по методам сейсморазведки дан Добрином [32]. Детальное описание требований, предъявляемых к аппаратуре, и полевых работ имеется в монографии Анстея [7]. Методы цифровой обработки сейсмических данных и интерпретации приведены в книгах [4, 47, 74, 112].

Ниже будет дан общий обзор предмета, причем основное внимание будет уделяться не техническим деталям, а теоретическим принципам.

**2.7.1. Возбуждение, обнаружение и регистрация сейсмических волн.** Независимо от того, каким методом ведутся работы (отраженных или преломленных волн), необходимо иметь устройства для возбуждения и обнаружения сейсмических импульсов. До последнего времени наиболее широко распространенным методом генерации сейсмических волн был взрыв заряда динамита в небольшой скважине. При этом величина заряда зависит от глубины исследуемой геологической структуры. Поскольку приповерхностный слой выветрелых пород поглощает высокочастотную сейсмическую энергию, выгодно помещать заряд ниже подошвы этого слоя малых скоростей, толщина которого иногда достигает десятков метров. Заряд обычно герметизируют с помощью воды или глинистого раствора. В районах с высоким уровнем поверхностных помех взрывы часто группируют (по линии или в виде звезды) с целью подавления шумов. Волны, распространяющиеся вертикально вниз от группы одновременно произведенных взрывов, будут одновременно подходить к сейсмоприемникам и усиливаться. Волны же, распространяющиеся по горизонтальным путям (поверхностные волны), будут прибывать к приемнику с различными фазами и частично подавляться.

Главный недостаток взрывчатых веществ состоит в том, что, несмотря на все меры предосторожности, которые необходимо принимать при обращении с ними, их все равно невозможно использовать в густо населенных местностях.

Опробованы и другие способы возбуждения сейсмических волн, например методика падающего груза (Джигрограф и Диносейс) и механические вибраторы (Вибросейс). Поскольку в этих случаях излучаемая энергия мала по сравнению с той, которая генерируется при взрывах динамита, проводится ее вертикальное суммирование. Чтобы добиться усиления сигнала, записи, полученные в одном месте при 30—50 падениях груза, суммируются. В вибрационном методе смонтированный на автомашине механический вибратор (рис. 2.30) связан с земной поверхностью и за период в несколько секунд генерирует

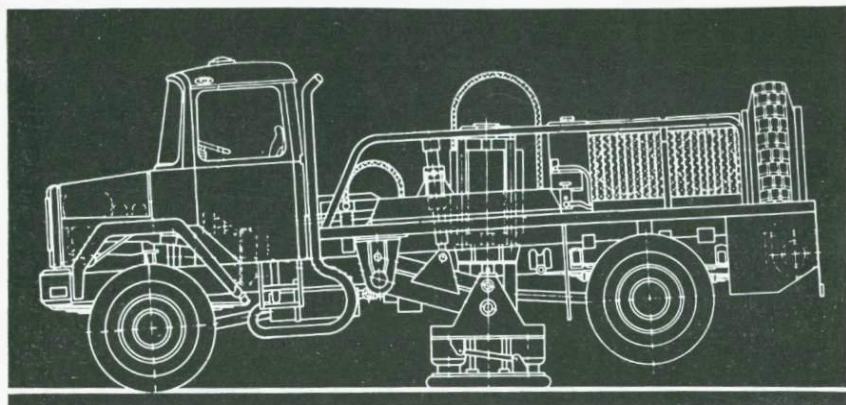


Рис. 2.30. Смонтированные на автомобиле вибраторы, используемые в качестве сейсмических источников при разведке методом Вибросейс (из материалов фирмы Prakla-Seismos).

квазисинусоидальный сигнал с постепенно меняющейся частотой (порядка 6—60 Гц). Обычно для ослабления поверхностных помех применяют группу источников, состоящую из нескольких вибраторов, возбуждаемых одновременно. В последние годы этот метод завоевал большую популярность благодаря безопасности в работе и преимуществам с экологической точки зрения.

При проведении сейсморазведочных работ на море в качестве источника энергии широко используется электрический или газовый разряд под водой. В *воздушной пушке*, наиболее часто применяемом источнике, в воду резко выпускается сильно сжатый воздух. Другим морским источником является *газовая пушка*, в которой сейсмические колебания возбуждаются в результате взрыва смеси пропана с кислородом. Обычно применяются группы из большого числа пушек, которые буксируются позади или вдоль корпуса исследовательского судна на приспособленной для этого раме на глубинах около 10 м. При проведении морской сейсморазведки необходимо иметь устройство для определения местоположения судна. Широкое применение находят различные радионавигационные системы, такие, как Декка, Лоран, Шоран; на больших расстояниях от берега можно использовать систему спутниковой навигации. На рис. 2.31 приведена схема сейсмического профилирования на море. При наблюдениях с большими удалениями источник — приемник в сочетании с гидрофонами используются *радиоакустические буи* (автономные системы, предназначенные для приема звуковых волн в воде и передачи их на удаленное регистрирующее судно по радио).

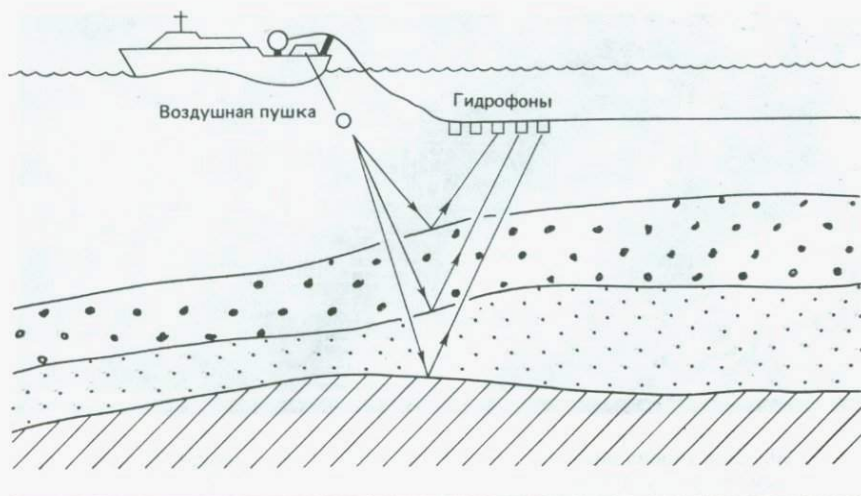


Рис. 2.31. Схема проведения работ при морском сейсмопрофилировании (из [74] с изменениями).

Когда сейсмическое возмущение, излучаемое источником и распространяющееся различными путями, выходит на поверхность земли, оно обнаруживается расстановкой *сейсмоприемников* (*геофонов*). Геофон — это своего рода микрофон, предназначенный для того, чтобы «слушать» слабые колебания почвы (даже порядка всего лишь  $10^{-10}$  м). Он состоит из катушки и магнита; один из этих элементов жестко связан с основанием прибора, а другой соединен пружиной с неподвижной опорой (рис. 2.32). Любое смещение почвы создает относительное движение между катушкой и магнитом, в результате которого в катушке генерируется переменное напряжение, пропорциональное скорости движения. Этот сигнал можно усилить, а нежелательные частоты — отфильтровать. Частоты собственных колебаний у сейсмоприемников, применяемых в методе отраженных волн, обычно равны 30 Гц и выше, тогда как при работах на длинных профилях методом преломленных волн они могут снижаться даже до 2 Гц. В морской сейсморазведке используются сейсмометры, чувствительные к давлению, или «гидрофоны»; они подвешиваются в воде на пластиковых поплавках. Диафрагма преобразует изменение давления в механические колебания, далее регистрируемые примерно так же, как и в описанном выше сейсмоприемнике (геофоне). Пьезоэлектрические датчики также используются для преобразования изменения давления непосредственно в электрические импульсы.

Электрический выходной сигнал геофона (или гидрофона) после соответствующего усиления и фильтрации подается на

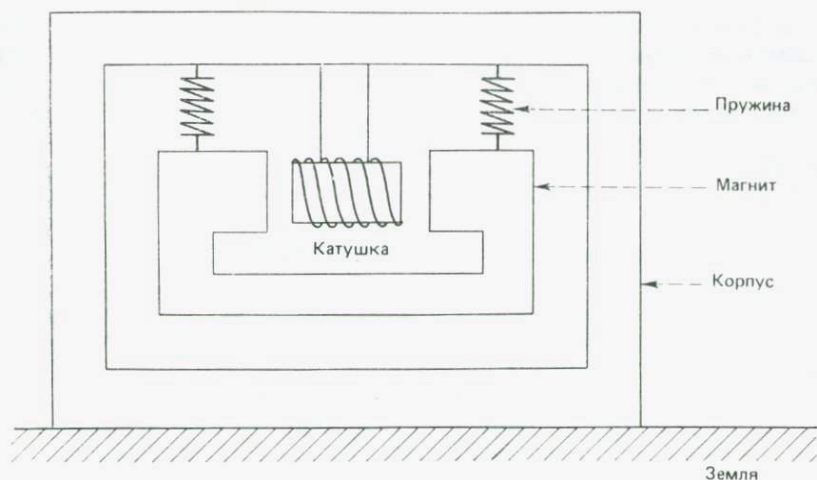


Рис. 2.32. Упрощенное изображение в разрезе сейсмоприемника электромагнитного типа. Здесь катушка, прикрепленная к корпусу, смещается вместе с почвой, тогда как магнит играет роль инерционного элемента.

блок регистрации, где возбуждает колебания крошечного гальванометра. Колебания гальванометра регистрируются на непрерывно движущейся фотобумаге с помощью системы зеркало — источник света. Чтобы точно определять времена вступления отраженных, преломленных и других волн (с точностью до нескольких миллисекунд), на получаемую запись накладываются вертикальные марки времени, обычно пересекающие ленту по всей ее ширине. В современных многоканальных регистраторах могут одновременно записываться трассы сигналов от 48 сейсмоприемников\*).

В настоящее время в повседневной практике используется запись сигналов на магнитную ленту, а традиционная оптическая регистрация уже почти полностью вышла из употребления, за исключением лишь некоторых видов мелкомасштабных сейсмических работ методом преломленных волн. Магнитная запись обеспечивает большую гибкость благодаря возможности воспроизведения. Перезаписать ленту — это все равно что вновь произвести взрыв; при этом можно испробовать различные методы фильтрации с тем, чтобы улучшить отношение сигнал/помеха. Практически при использовании системы магнитной записи все необходимые улучшения качества материала и поправки могут быть введены в данные в процессе перезаписи. Однако для выполнения интерпретации всегда нужно иметь визуальную запись, которая делается либо способом

\* Сейчас выпускаются и 96-канальные сеймостанции. — Прим. ред.

«отклонений» (как на рис. 2.35), либо способом «переменной плотности» или «переменной ширины» (см. рис. 2.36). Существенное различие между сейсмическими разрезами, полученными двумя последними способами, состоит в том, что в первом из них пики традиционной записи выглядят черными, а впадины белыми, в то время как во втором протяженности черных и белых участков пропорциональны амплитудам сигнала.

**2.7.2. Метод отраженных волн. (МОВ)** Сейсмический метод отраженных волн гораздо больше, чем любой другой геофизический метод, используется для выявления и картирования подземных структур в осадочном разрезе, особенно в связи с разведкой на нефть. Он основан на очень простом принципе, хотя его практическое применение бывает исключительно сложным. Опишем кратко этот метод и рассмотрим некоторые из его способов применения.

**2.7.2.1. Сейсмическое профилирование.** На рис. 2.33 представлена одна из простейших геологических ситуаций, в которой одна горизонтальная граница разделяет два слоя горных пород, характеризующихся различными скоростями распространения сейсмических волн. Волна, выходящая из пункта

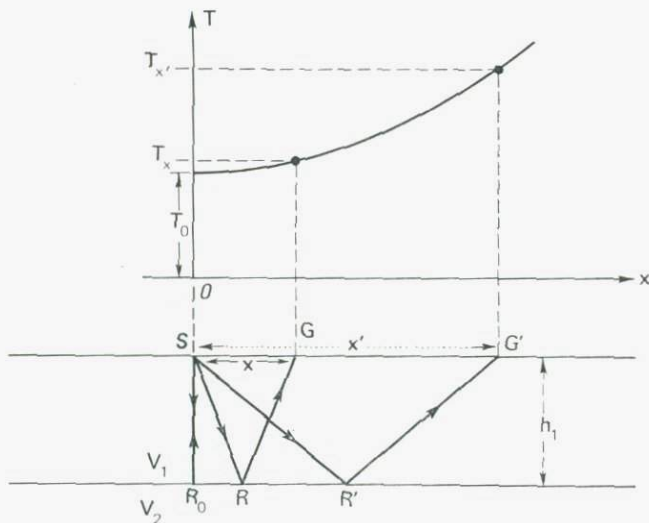


Рис. 2.33. Принцип сейсмического метода отраженных волн. Зная времена пробега отраженных волн, зарегистрированных сейсмоприемниками  $G$  и  $G'$ , можно рассчитать скорость распространения волн  $V_1$  и глубину залегания  $h_1$  границы раздела. В верхней части рисунка показан график зависимости времени пробега отраженной волны  $T$  от расстояния между источником колебаний и приемником  $x$ .

взрыва  $S$ , отражается в точке  $R$  границы раздела и приходит к геофону, расположенному в точке  $G$ . Если  $h_1$  — толщина верхнего слоя, а  $T_x$  — время, которое требуется отраженной волне, чтобы достичь точки  $G$ , то

$$T_x = \frac{2SR}{V_1} = \frac{2}{V_1} \sqrt{h_1^2 + x^2/4}, \quad (2.26)$$

или

$$T_x^2 = T_0^2 + x^2/V_1^2, \quad (2.27)$$

где  $T_0 = 2h_1/V_1$ .

Увеличение времени пробега ( $T_x - T_0$ ) вследствие удаления сейсмоприемника  $x$  называется *нормальным приращением времени* или *кинематической поправкой*. При достаточно малых значениях отношения удаления к глубине (т. е. при  $x \ll h_1$ ) эта поправка выражается следующим образом:

$$\Delta t_x = T_x - T_0 = \Delta T = x^2/2T_0V_1^2. \quad (2.28)$$

График зависимости времени пробега отраженной волны  $T$  от расстояния между пунктом взрыва и приема  $x$  представляет собой гиперболу, обращенную выпуклостью к оси  $x$  и симметричную относительно оси времен (рис. 2.33).

Скорость распространения волн  $V_1$  в верхнем слое и глубину залегания  $h_1$  границы раздела легко можно найти, регистрируя времена пробега отраженных волн на двух расстояниях ( $x, x'$ ) и используя соотношение (2.27).

Информации, получаемой в результате регистрации однократно-отраженного импульса одним приемником, недостаточно для того, чтобы установить существование отражающего горизонта. В практике сейсморазведки группа сейсмоприемников ( $G, \dots, G'$ ) размещается на относительно коротком расстоянии ( $x \ll h_1$ ) от пункта взрыва. Длина участка глубиной отражающей границы, которую можно изучить с помощью расстановки  $GG'$ , будет равна, как показано на рис. 2.33,  $RR'$ . Последовательно перемещая всю систему «пункт взрыва — расстановка сейсмоприемников», удастся осуществить непрерывное прослеживание отражающего горизонта. В большинстве наблюдений методом отраженных волн длина расстановки  $GG'$  имеет порядок нескольких сотен метров при расстоянии между сейсмоприемниками в десятки метров. В сейсморазведке с использованием закритических отражений (при глубинном сейсмическом зондировании) как  $x$ , так и  $GG'$  увеличиваются на несколько порядков величины.

Для непрерывного покрытия отражающего горизонта обычно применяют так называемую симметричную расстановку; при этом группы сейсмоприемников располагают по обе стороны от пункта взрыва. Используя подходящую конфигурацию расста-

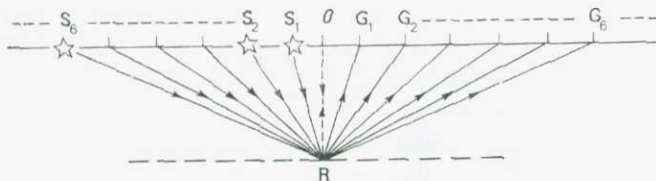


Рис. 2.34. Ход лучей в случае отражений от общей глубинной точки  $R$  горизонтальной отражающей границы. Данная система наблюдений позволяет получить для точки  $R$  шестикратное перекрытие.

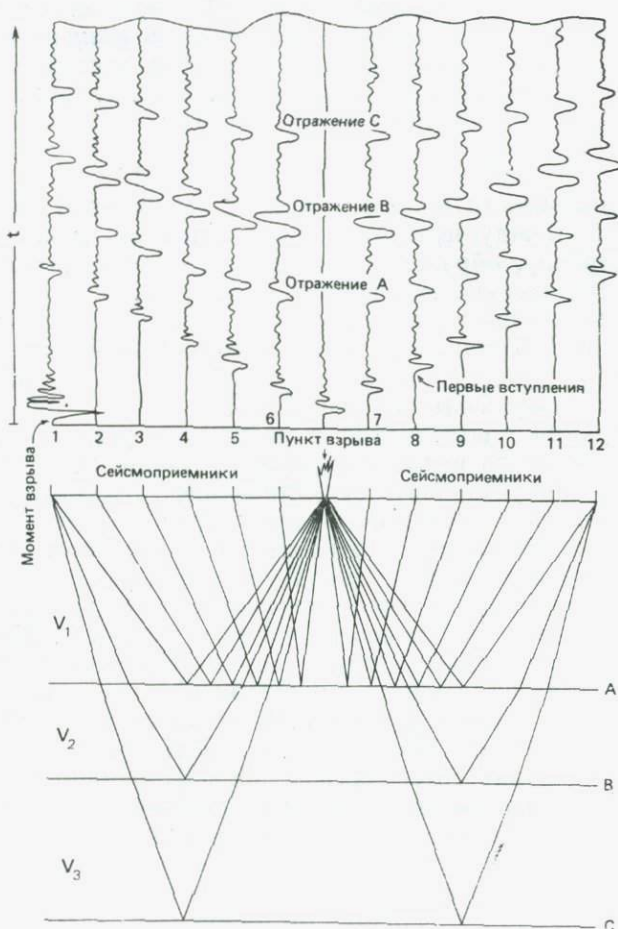


Рис. 2.35. Схема образования сейсмограммы с записью отраженных волн. 12-канальная запись дает временную последовательность вступления импульсов, отраженных от горизонтов  $A$ ,  $B$  и  $C$  [14].

новки, оказывается возможным регистрировать волны от ряда взрывов таким образом, что точка отражения  $R$  будет общей при всех применяемых расстановках (рис. 2.34). Такая система наблюдений используется в *методе общей глубинной точки* (ОГТ). В большинстве современных способов регистрации используется по крайней мере шестикратное перекрытие (т. е. от некоторой глубинной точки принимают шесть отражений). После ввода кинематических поправок и поправок, учитывающих неоднородности верхней части разреза (поправок за ЗМС — зону малых скоростей), трассы ОГТ смешиваются («суммируются»), с тем чтобы усилить первичное отражение. Суммирование по ОГТ с успехом используется для ослабления многократных отражений (см. рис. 2.42). Этот способ основан на том, что кратное отражение имеет больший кинематический сдвиг, чем первичное отражение, приходящее в тот же самый момент времени.

Если в разрезе имеются две или более отражающие границы, разделяющие слои с различными скоростями распространения упругих волн (рис. 2.35), то соответствующие времена пробега для почти вертикальных отражений определяются формулами

$$T_1 \approx 2h_1/V_1, \quad (2.29)$$

$$T_2 \approx 2(h_1/V_1 + h_2/V_2) \quad (2.30)$$

и т. д. для  $T_3, \dots, T_n$ . Если известны средние скорости  $V_1, V_2, \dots, V_n$  в соответствующих слоях, то можно вычислить мощности этих слоев  $h_1, h_2, \dots, h_n$ . Времена  $T_1, T_2, \dots, T_n$  снимаются с записи отраженных волн (сейсмограммы). Часть такой сейсмограммы, содержащей 12 трасс, показана на рис. 2.35. Всплеск на одной одиночной трассе может указывать на приход отраженного сигнала или смещение почвы, обусловленное «помехой» (или шумом), и если бы записывалась только одна трасса, то идентифицировать сигнал не было бы никакой возможности. Однако импульсы помех вряд ли будут находиться точно в фазе на всех сейсмоприемниках, тогда как импульсы, отраженные от какой-нибудь литологической границы, подходят к различным сейсмоприемникам приблизительно в фазе почти одновременно, поскольку длина расстановки сейсмоприемников относительно мала. Хорошо выделяющийся в разрезе отражающий горизонт распознается по характерному «выстраиванию» сигналов большой амплитуды (образованию оси синфазности) вдоль всей ширины сейсмограммы. Для последующих отражений ось синфазности является почти прямой, но для ранних вступлений импульсы отраженных волн лежат на слегка искривленной линии, которая по существу представляет собой гиперболу, описываемую уравнением (2.26).

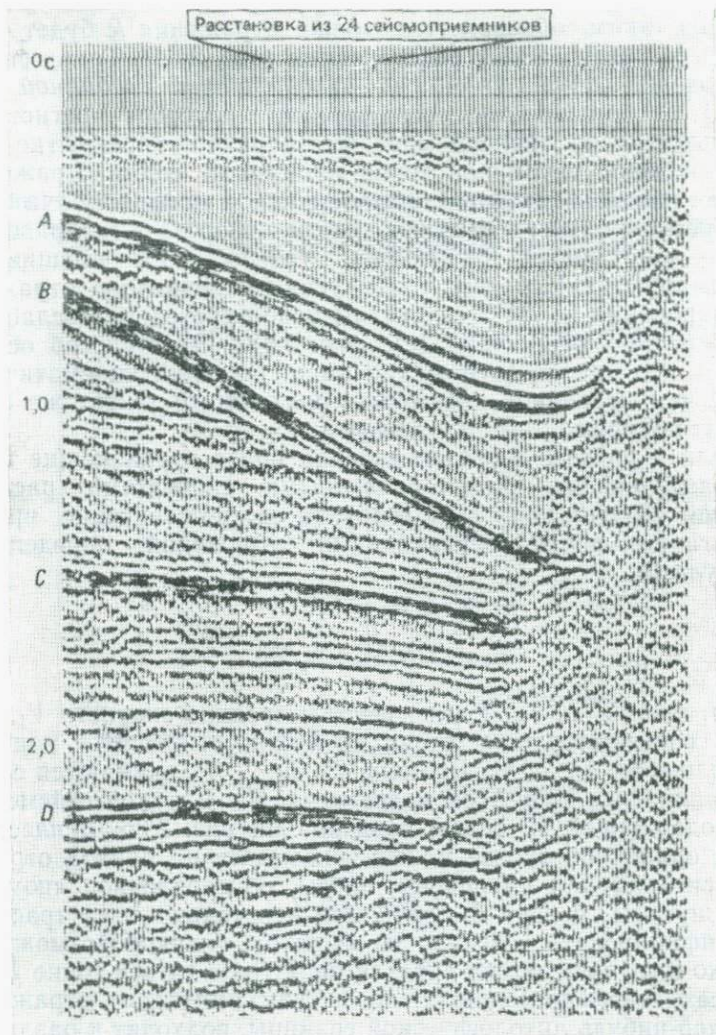


Рис. 2.36. Прослеживание различных отражающих горизонтов в осадочном бассейне в пределах Северного моря на временном разрезе с записью типа переменной ширины. Горизонты, помеченные буквами А, В, С и D, отвечают основанию перод третичного периода, верхнего мела, триаса и перми. Наблюдается резкое нарушение прослеживания отражающих горизонтов (справа) вследствие внедрения снизу массы соли. (Из материалов проф. Т. Соргенфрея.)

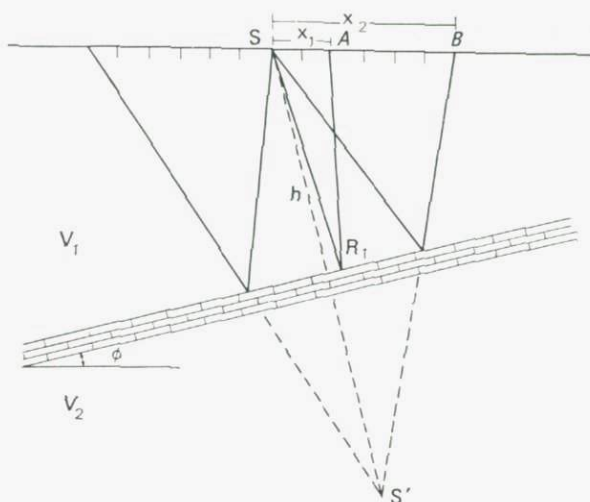


Рис. 2.37. Прослеживание наклонного пласта. Пункт взрыва  $S$  расположен посередине между симметричными группами сейсмоприемников. По разности времен пробега отраженных волн, зарегистрированных двумя приемниками, расположенными на равных расстояниях от  $S$  в направлениях вверх по восставанию и вниз по падению пласта, можно вычислить угол падения  $\phi$ .

Непрерывность отражающих горизонтов устанавливается путем прослеживания (корреляции) времен на серии сейсмограмм, полученных в результате непрерывного профилирования методом отраженных волн. На рис. 2.36 показан временной разрез (типа переменной ширины), на котором видны прослеженные отражающие горизонты в пределах осадочного бассейна района Северного моря. Очевидно, что подобные временные разрезы дают наиболее полную картину глубинных геологических структур.

**2.7.2.2. Отражения от наклонных пластов.** В геологическом разрезе могут присутствовать литологические границы с различными элементами залегания (углами падения). Если волны, отраженные от плоской наклонной границы, принимаются в ряде точек вдоль земной поверхности, то по разности времен прихода отражений можно определить угол падения этой границы. На рис. 2.37 показан ход лучей отраженных волн, выходящих на поверхность земли в различных пунктах расположения приемников. Для упрощения геометрических построений пункт взрыва  $S$  можно поместить в точку его «зеркального изображения»  $S'$  (по аналогии с оптикой). При такой геометрии время пробега отраженной волны до пункта приема на поверхности, расположенного на удалении  $x$ , в направлении восставания и

падения пласта соответственно будет определяться соотношениями

$$V_1^2 T_u^2 = 4h^2 + x^2 - 4hx \sin \varphi \quad (2.31)$$

и

$$V_1^2 T_d^2 = 4h^2 + x^2 + 4hx \sin \varphi. \quad (2.32)$$

Проводя наблюдения на двух расстояниях  $x_1$  и  $x_2$  в направлениях «вверх по восстанию» и «вниз по падению» границы относительно пункта взрыва и определяя соответствующие времена пробега  $T_u$  и  $T_d$  по сейсмограммам, можно определить скорость  $V_1$  и угол падения пласта  $\varphi$  с помощью соотношений

$$V_1^2 = \frac{2(x_2^2 - x_1^2)}{(T_d^2 + T_u^2)_{x_2} - (T_d^2 + T_u^2)_{x_1}} \quad (2.33)$$

и

$$\sin \varphi = \frac{V_1 (T_d - T_u)_{x_1}}{2x_1} = \frac{V_1 (T_d - T_u)_{x_2}}{2x_2}. \quad (2.34)$$

Следует заметить, что угол наклона, вычисленный по формуле (2.34), соответствует направлению расстановки приемников. Но если углы падения определять по двум расстановкам, располагающимся под прямым углом друг к другу, то можно определить истинный угол падения и действительное направление простираения отражающего пласта (см., например, [85, с. 294]). Глубина  $h$  по нормали к отражающему слою рассчитывается по уравнениям (2.31) и (2.32), поскольку значения  $V_1$  и  $\varphi$  уже найдены.

Задача определения отражающих границ в случае  $n$  слоев с произвольными углами падения была теоретически решена Гассманном [38].

Укажем, что на практике геологические условия гораздо сложнее, чем те идеальные предпосылки, на которых основано приведенное выше изложение. В разрезе, как правило, присутствует располагающаяся вблизи поверхности «зона малых скоростей», в которой скорость распространения волн иная, чем на глубине. Рельеф поверхности, обуславливающий разность высотных отметок между положениями пункта взрыва и сейсмоприемников, будет оказывать влияние на времена пробега, и для учета этого эффекта нужно тщательно вводить поправки в измеряемые времена. Обычно с этой целью значения времен пробега отраженных волн приводятся к «плоскости приведения», располагающейся ниже зоны малых скоростей. Методы введения такой поправки описаны в книге Добрина [32].

2.7.2.3. *Определение скоростей сейсмических волн.* Чтобы по исправленным временам пробега отраженных волн найти глубины залегания границ раздела, нужно знать средние скорости волн в породах, лежащих между этими границами. В толще осадочных пород скорость, очевидно, изменяется непрерывно с глубиной (в общем возрастая согласно соотношению Фауста (2.16)). Следовательно, скорость не является простой постоянной величиной. Среднюю скорость можно определить несколькими способами.

В одном из способов используется соотношение между временем пробега отраженной волны  $T_x$  и удалением приемника  $x$ . Из уравнения (2.27) следует, что если построить график зависимости  $T^2$  от  $x^2$ , то мы получим прямую линию с наклоном  $1/V_1^2$ , отсекающую на оси ординат отрезок, равный  $4h_1^2/V_1^2$ . Таким образом, из угла наклона этой прямой можно определить скорость. Распространяя эту методику на большие расстояния взрыв — прибор, в такой графический расчет можно включить все отражения, присутствующие на сейсмограмме, и определить отдельные средние скорости  $V_1, V_2, V_3$  и т. д. для волн, отразившихся на глубинах  $h_1, h_2, h_3$  и т. д. соответственно. В этом способе требуется, чтобы взрывы производились с обоих концов расстановки приемников, а получаемые в результате кажущиеся скорости усредняются, чтобы свести к минимуму эффект наклона отражающих пластов.

Если на исследуемой площади имеются достаточно глубокие буровые скважины, то для нахождения скоростей используется «сейсмокаротаж» или «непрерывный каротаж скорости» (акустический каротаж — АК). В первом из этих методов в неглубокой скважине взрываются заряды динамита недалеко от глубокой буровой скважины, в которой на различных интервалах глубины приемником регистрируются времена вступления волн. В методе АК для измерения скоростей сейсмических волн в буровую скважину опускается зонд, содержащий излучатель акустических импульсов; сигнал улавливается расположенным на близком расстоянии приемником. Подробное описание работ по этой методике дано в [109].

В настоящее время проведение АК входит в повседневную практику геофизических исследований всех разведочных скважин и имеет множество применений, например при геологической корреляции, идентификации пластов и синтезе отражений, т. е. построении синтетических сейсмограмм. На рис. 2.38 приведен участок диаграммы непрерывного АК вместе с соответствующим ему геологическим разрезом. Очень частые вариации скорости в пределах некоторых формаций свидетельствуют о том, что литология пород может заметно изменяться в изучаемой толще даже на протяжении нескольких дециметров. Поскольку каждое литологическое изменение влечет за собой

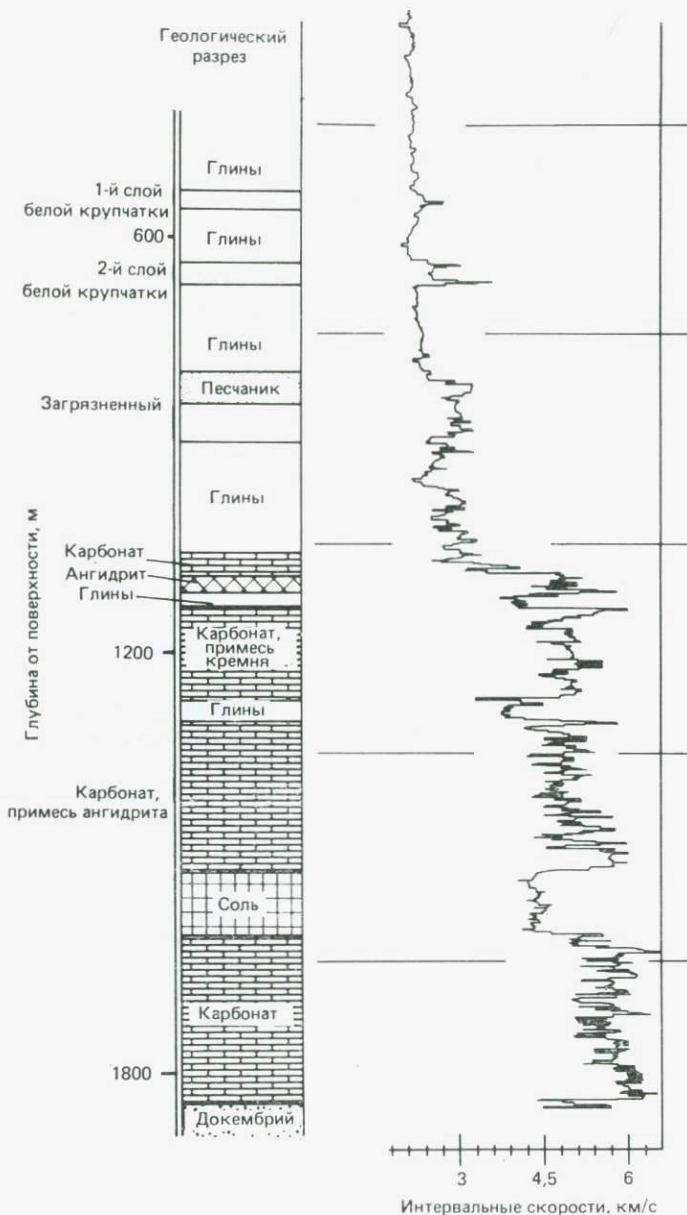


Рис. 2.38. Диаграмма непрерывного каротажа скорости (АК) и соответствующий геологический разрез. Отметим явное увеличение скорости в карбонатных формациях и частые изменения скорости, происходящие в пределах одной и той же формации [43, с. 147].

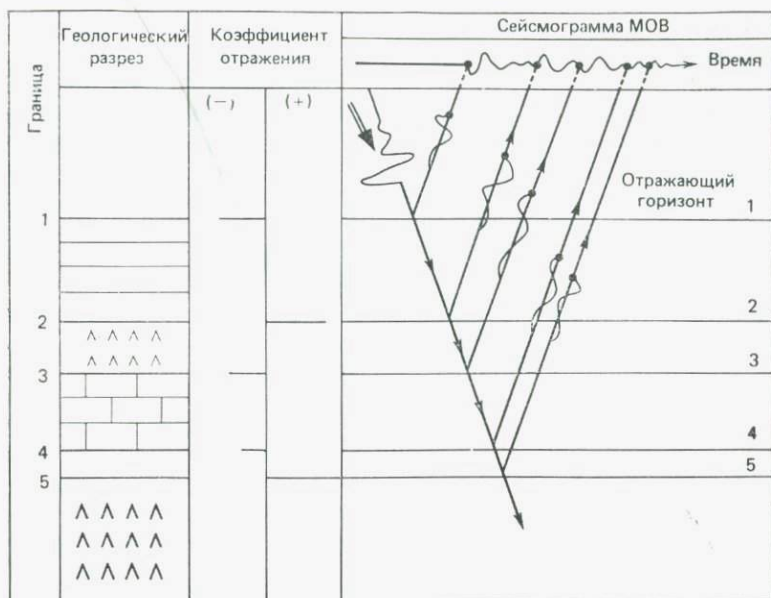


Рис. 2.39. Схематическое изображение модельного геологического разреза, диаграммы коэффициентов отражения и синтетической сейсмограммы. Чтобы построить последнюю, входной импульс умножают на коэффициент отражения каждой границы раздела, найденный из соответствующей диаграммы (из [4] с изменениями).

изменение упругих свойств, становится ясно, насколько сложны процессы отражения волн в толще горных пород. Причиной невыдержанности отражения по профилю могут быть латеральные изменения скорости. Более глубокое рассмотрение физических и геологических сторон процесса отражения читатель может найти в учебном руководстве Анстее [6].

На основе физических представлений сейсмограмму можно синтезировать путем преобразования заданного импульса источника, который был бы зарегистрирован после тех изменений, которые он претерпевает при прохождении через последовательность слоев с определенными значениями скоростей и плотностей (рис. 2.39). Основной базой данных для построения синтетической сейсмограммы служит диаграмма отражательной способности (коэффициентов отражения). Если в результате геофизического исследования разведочной скважины имеется эта информация, то можно рассчитать реакцию каждой отражающей границы на задаваемый импульс источника. После этого синтетическая сейсмограмма получается суммированием («сверткой») всех этих модифицированных импульсов. Вычис-

лительный метод получения синтетических сейсмограмм из диаграммы коэффициентов отражения описан в [118].

*2.7.2.4. Миграция точек отражения.* На суммарном разрезе ОГТ расположение осей синфазности отраженных волн в точке наблюдения соответствует двойному времени пробега между точкой отражения и пунктом общего местоположения источника — приемника с нулевым удалением. Таким образом, отражающая площадка размещается на одной вертикали с соответствующей точкой наблюдения, находящейся над ней на поверхности (например, площадка  $R$  расположена прямо под точкой  $O$  на рис. 2.34). Такое расположение будет сохраняться, когда отражающая граница горизонтальна. В случае наклонной отражающей границы размещение отражающих площадок по вертикали непосредственно под пунктом общего положения источника и приемника приводит к искаженному отображению на сейсмическом разрезе данного отражающего пласта, как показано на рис. 2.40. В районах с крутым падением слоев отражающие площадки оказываются на временном разрезе значительно смещенными от своего истинного положения. Получаемый в этом случае разрез нелегко интерпретировать. Процедура, с помощью которой подобные эффекты наклона и кривизны отражающих горизонтов устраняются, называется *миграцией*.

Если известен закон изменения скорости с глубиной, то миграцию отражающих границ можно проводить методом огибающей волновых фронтов. В модели с совмещенным положением источника и приемника наклонная отражающая граница перпендикулярна отраженным лучам. Она определяется как касательная поверхность (общая огибающая) ко всем волновым фронтам, построенным для всех падающих сейсмических лучей (рис. 2.41). Имея данные о скорости, по двойным временам пробега отраженных волн можно построить волновые фронты. Общая касательная поверхность к этим волновым фронтам определяет истинное (мигрированное) положение отражающей границы. В настоящее время большинством организаций, выполняющих цифровую обработку данных, используются разнообразные методы осуществления эквивалентных процедур с помощью детально разработанных математических алгоритмов (например, разработанные Клаербоутом [26] миграция путем решения волнового уравнения и конечно-разностная миграция). Критическое рассмотрение различных методов миграционного преобразования можно найти в обзорной статье Худа [57].

*2.7.2.5. Интерпретация данных метода отраженных волн.* Несмотря на внешнюю простоту основных принципов, для вы-

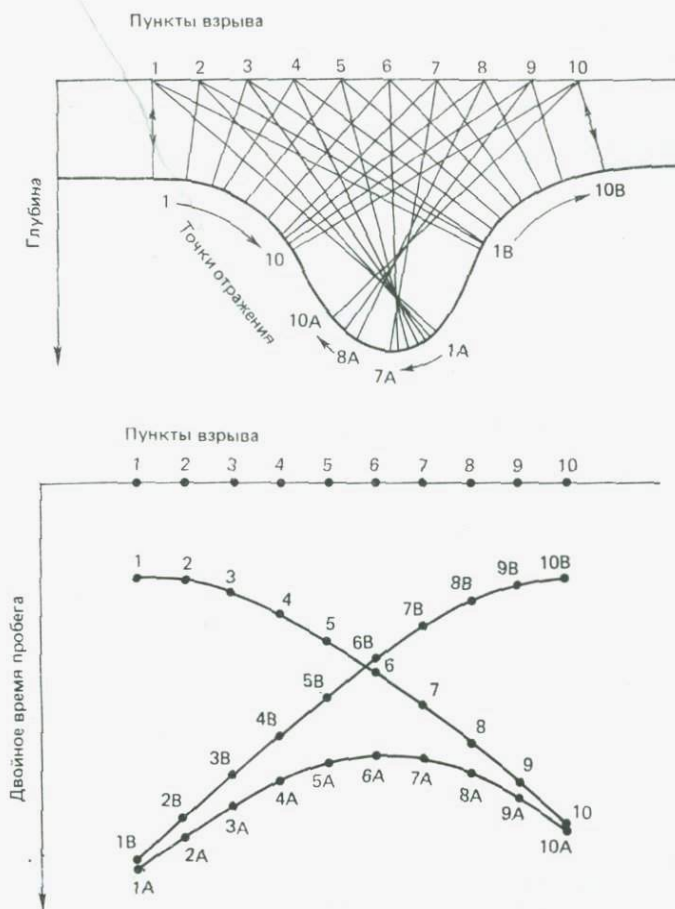


Рис. 2.40. Отражения от крутой синклинали. Лучи, исходящие из каждого источника 1—10 (вверху), отражаются от трех различных точек (все при нормальном падении) вогнутой отражающей границы. Несходство полученного временного разреза (внизу) с геологической структурой подтверждает необходимость миграции отражающих площадок. (По Мак-Куиллину и др. [74].)

полнения анализа и интерпретации данных метода отраженных волн требуется огромное мастерство. Уже не говоря о субъективности в выборе отражений на сейсмограмме, интерпретацию осложняют и другие факторы. Как явствует из диаграмм непрерывного каротажа скорости, очень часто происходят изменения литологического состава и в пределах одной и той же формации существует множество отражающих границ с большими и малыми коэффициентами отражения. Относительно

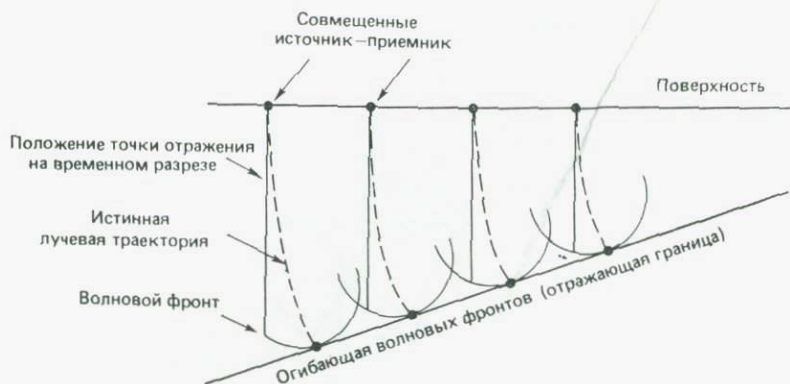


Рис. 2.41. Метод миграционного преобразования, основанный на принципе общей огибающей волновых фронтов (по Аль-Сади [4]).

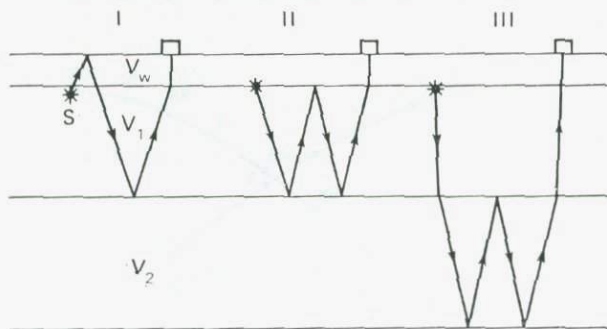


Рис. 2.42. Некоторые виды многократных отражений. Показаны лучевые траектории от взрыва  $S$ , произведенного ниже подошвы зоны малых скоростей (в которой скорость равна  $V_w$ ).

часто встречающиеся слабые отражения создают фон помех, который вовсе не является совершенно случайным. Кроме того, подземные неоднородности (острые края, погребенные эрозионные участки и т. д.), имеющиеся в пределах отражающих горизонтов, могут приводить к рассеянию упругой энергии, что иногда маскирует вступления отраженных волн. Нередко на сейсмограммах встречаются и «многократные отражения» (рис. 2.42). Так называют импульсы, которые испытывают одно или более дополнительных отражений от земной поверхности или подземных границ. Если их удастся распознать и идентифицировать, то такие многократные отражения могут помочь интерпретации; в противном случае они усложняют интерпретацию, так как вносят ложные отражающие горизонты. Выделить первичные отражения на фоне многократных отраже-

ний и волн-спутников\*), а также провести корреляцию отраженных вступлений с конкретными геологическими горизонтами помогают синтетические сейсмограммы.

При проведении интерпретации на сейсмограмме выбирают отражения, затем их коррелируют, помещая рядом друг с другом сейсмограммы, полученные при последовательных положениях системы источник — приемник. Для первоначальной грубой интерпретации интерес представляют только крупные особенности записи, и потому данной цели в достаточной мере могут служить сейсмические разрезы, построенные по типу переменной ширины (или переменной плотности) (рис. 2.43, а).

Для выполнения детальной интерпретации временные сейсмические разрезы надо преобразовать в глубинные. Как было объяснено выше, до проведения миграционного преобразования разрезы дают искаженное представление о строении разреза, причем искажение тем больше, чем больше угол падения пласта. Поэтому, как правило, прежде чем преобразовать временной разрез в глубинный, проводят миграцию. В современной практике этот процесс выполняется на ЭВМ с помощью специальной методики. На рис. 2.43, б приведен пример мигрированного разреза вместе с его геологической интерпретацией. Другие примеры сейсмических разрезов из самых разных областей и их геологическую интерпретацию можно найти в книгах Добрина [32] и Мак-Куиллина и др. [74].

В последние годы предметом интенсивных исследований был вопрос о прямом обнаружении углеводородов по сейсмическим данным. В результате была разработана методика прямого обнаружения скоплений углеводородов при определенных условиях. Она основана на том принципе, что газоносные пески характеризуются более низкой скоростью  $P$ -волн, чем контактирующие с ними водо- или нефтеносные. Это создает заметный перепад акустической жесткости на поверхностях, ограничивающих газоносную зону сверху или снизу, в результате чего на них образуются отражения с большей амплитудой, чем на тех же границах, протягивающихся в стороны от газоносной зоны. Благодаря новому методу обработки данных оказывается возможным наблюдать высокоамплитудные отражения непосредственно на сейсмических разрезах в виде ярких пятен. Методика яркого пятна еще не до конца разработана, и необходимо провести дальнейшие исследования с целью установить все ее истинные возможности.

Наконец, несколько слов о надежности результатов, полученных путем интерпретации данных метода отраженных волн. На практике частотный спектр отраженных импульсов обычно

---

\* Волна-спутник — многократно-отраженная волна типа I на рис. 2.42. — Прим. ред.

лежит в диапазоне 15—75 Гц. Средняя скорость распространения волн в осадочных породах изменяется от 2000 до 4000 м/с. Если принять в качестве характерных значений, скажем, 30 Гц для частоты и 3000 м/с для скорости, то это будет соответствовать длине волны в 100 м. Иначе можно сказать, что мы как бы рассматриваем отражающий горизонт при свете с длиной волны около 100 м. Очевидно, что, имея отраженные сигналы таких

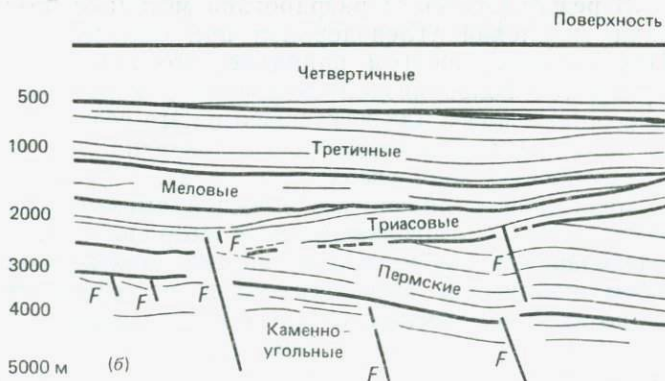
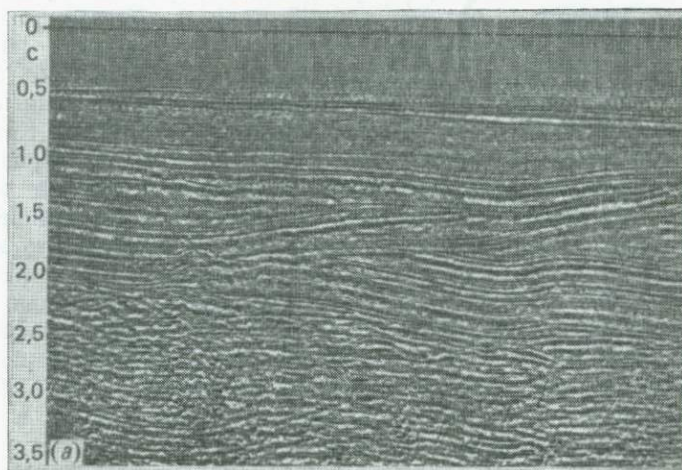


Рис. 2.43. (а) Временной сейсмический разрез (по методу переменной ширины), полученный стыковкой 16 сейсмограмм с записями отраженных волн, при длине расстановки сейсмоприемников 2400 м. По вертикальной оси отложены времена пробега отраженных волн от различных горизонтов (в секундах). (б) Глубинный разрез после проведения миграции, соответствующий временному разрезу, показанному на верхнем рисунке, и его геологическая интерпретация по А. Фитчу. Буквой *F* обозначены места возможного расположения разломов. (Согласно Анстееу [7].)

больших длин волн, мы вряд ли сумеем выявить вариации с размерами менее 100 м. Поэтому небольшие сбросы, погребенные эрозийные поверхности и стратиграфические детали в целом нелегко обнаружить методом отраженных волн.

Стоит упомянуть и тот факт, что первостепенное значение имеет знание средних скоростей волн в породах, слагающих исследуемую территорию. Если информация о скоростях слаба, определение глубин по известным временам пробега рискованно и может дать неверные результаты. Такер и Йоркстон [113] привели несколько типичных примеров того, какие ошибки и трудности встречаются при интерпретации сейсмических данных.

**2.7.3. Метод преломленных волн (МПВ).** Основой метода преломленных волн служит приложение к сейсмическим волнам известного в оптике закона Снеллиуса. Как уже говорилось в разд. 2.4.4, этот метод долгое время использовался в сейсмологии, изучающей землетрясения, для выявления слоев в недрах Земли. В сейморазведке методом преломленных волн изучаются детали строения слоев гораздо меньшего масштаба благодаря использованию преломленных волн, образующихся при взрывах, производимых вблизи земной поверхности. Этот метод был впервые развит Л. Минтропом, запатентовавшим его в 1919 г. в Германии и позднее основавшим первую сейморазведочную фирму SEISMOS. На заре развития сейморазведки метод преломленных волн был единственным существующим методом, и он оказался весьма эффективным для обнаружения в разрезе соляных куполов. В настоящее время он гораздо меньше применяется, чем метод отраженных волн. Однако этот метод особенно ценен для рекогносцировки в районах с практически неизвестным геологическим строением. В последние десятилетия метод преломленных волн стал мощным инструментом взрывной сейсмологии, помогающим изучать строение земной коры. В более мелкомасштабных применениях он с успехом используется в геотехнических и инженерных съемках для определения глубины залегания коренных пород.

Основные законы преломления сейсмических волн уже рассматривались (разд. 2.2.4). Ниже мы кратко опишем применение данного метода к решению геологических проблем.

**2.7.3.1. Выявление горизонтальных границ.** Рассмотрим простой случай двух слоев со скоростями  $V_1$  и  $V_2$  ( $V_2 > V_1$ ), разделенных горизонтальной границей, глубина которой  $h_1$  (рис. 2.44). Если в точке  $S$  произвести взрыв, энергия его распространится во всех направлениях. Волна, следующая по пути  $SB$  и падающая на границу под критическим углом  $i_c$  (определенным ранее), в результате преломления будет распространяться вдоль этой границы со скоростью  $V_2$  в нижнем слое. Но часть энергии

этой волны будет переходить в вышележащий слой, так что угол выхода волны будет равен углу падения  $i_c$ . От границы отходит бесконечное количество лучей такой волны (например,  $BB'$ ,  $CC'$ ,  $DD'$  и т. д.), первый из которых ( $BB'$ ) по существу является и лучом критически отраженной волны (представляющей наибольший интерес в методе, использующем близкритические и закритические отражения).

Если разместить ряд сейсмоприемников вдоль прямой линии, проведенной из пункта взрыва  $S$ , то на ближайших приемниках первой будет зарегистрирована прямая волна, бегущая вдоль земной поверхности со скоростью  $V_1$ . Однако на более удален-

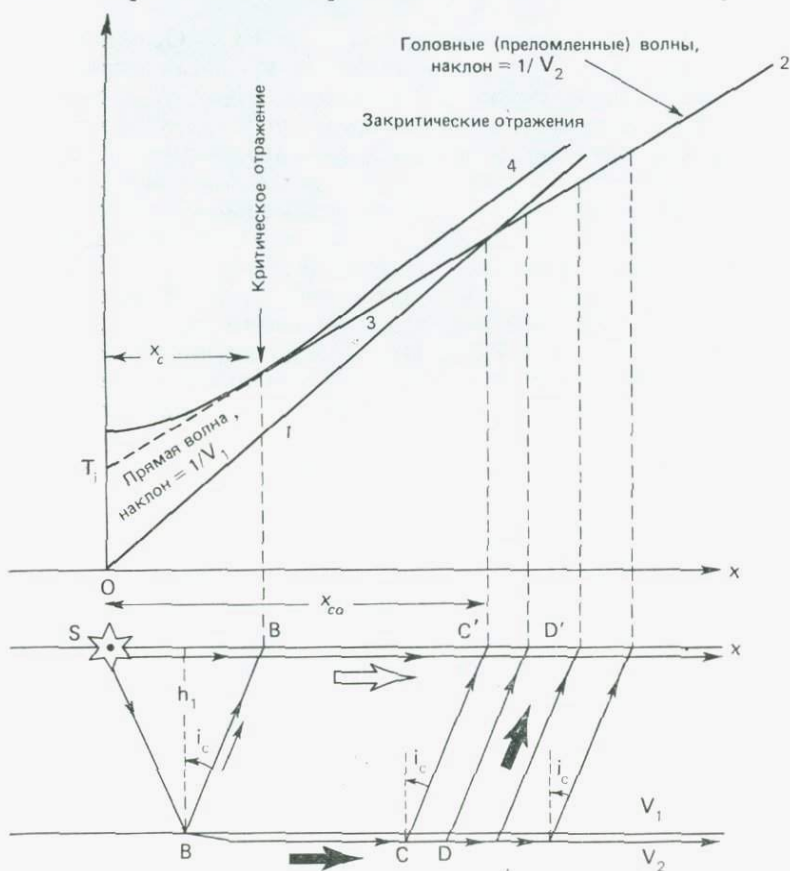


Рис. 2.44. Принцип сейсмического метода преломленных волн. Цифрами 1—4 показаны соответственно годографы прямых волн, волн, преломленных под критическим углом (головных волн), последующих вступлений преломленных волн и отраженных волн. Заметим, что критически преломленные волны начинают вступать лишь после критического расстояния  $x_c$ , но обгоняют прямую волну только на расстоянии  $x_{co}$  точки пересечения годографов.

ные сейсмоприемники первой прибудет критически преломленная волна (называемая также головной волной), так как она проходит часть пути с более высокой скоростью  $V_2$  и благодаря этому опережает прямую волну. Поэтому если мы построим график зависимости времен первых вступлений от удаления приемников, то несколько первых времен вступлений попадут на прямую с наклоном  $1/V_1$ , а остальные — на другую прямую, наклон которой будет  $1/V_2$ .

Время пробега преломленной волны по траектории  $SBDD'$  (рис. 2.44) равно

$$T = T_{SB} + T_{DD'} + T_{BD},$$

$$T = \frac{2h_1}{V_1 \cos i_c} + \frac{x - 2h_1 \operatorname{tg} i_c}{V_2}, \quad (2.35)$$

где  $i_c$  — критический угол, равный, как следует из соотношения (2.15),  $\arcsin(V_1/V_2)$ , а  $x$  — расстояние от пункта взрыва до пункта приема  $SD'$ . Уравнение (2.35) легко преобразовать так, что оно примет более простую форму

$$T = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}. \quad (2.36)$$

На графике  $T(x)$  оно будет соответствовать прямой линии, которая имеет наклон  $1/V_2$  и пересекает ось времен ( $x=0$ ) на времени  $T_i$ , определяемом по формуле

$$T_i = 2h_1 \sqrt{V_2^2 - V_1^2} / V_2 V_1. \quad (2.37)$$

Зная время  $T_i$ , можно по (2.37) определить глубину  $h_1$  залегания границы. Иначе ее можно найти по координате  $x_{co}$  точки пересечения (или излома), где пересекаются два графа — с наклонами  $1/V_1$  и  $1/V_2$  (рис. 2.44). Зависимость между  $x_{co}$  и  $h_1$  имеет вид

$$x_{co} = 2h_1 \sqrt{V_2 + V_1} / \sqrt{V_2 - V_1}. \quad (2.38)$$

Из (2.38) следует, что  $x_{co}$  всегда больше, чем  $2h_1$ . Перепад скоростей, обычно встречающийся в геологических разрезах, таков, что в большинстве случаев  $x_{co} \geq 3h_1$ . Это необходимо помнить при планировании работ методом преломленных волн, так как, только когда расстановка сейсмоприемников будет продвинута за пределы расстояния  $x_{co}$ , преломленные волны появятся в виде первых вступлений, соответствующих прямой 2 на графике, приведенном на рис. 2.44. Преломленные волны, выходящие на поверхность на расстояниях, меньших  $x_{co}$ , проявятся только как последующие вступления (отрезок 3 на рис. 2.44), которые иногда можно обнаружить на сейсмограмме как некоторую ось синфазности сигналов, следующих за первыми вступлениями. В сложных полевых условиях, где не всегда удастся увеличить расстояние источник — приемник до такой сте-

пени, чтобы оно превысило  $x_{co}$ , для прослеживания границы раздела можно использовать методику вторых вступлений преломленных волн. Пример работ, в которых вторые вступления используются для картирования кристаллического фундамента, залегающего под мощной толщей осадочных пород в районе западной Гренландии, приведен в работе [104].

В принципе метод двухслойной интерпретации можно распространить на любое число слоев со скоростями  $V_1, V_2, \dots, V_n$ , до тех пор пока  $V_{n+1} > V_n$ . Например, в трехслойном случае на годографе, определяющем зависимость времени от расстояния, будут иметься три отрезка, по наклону которых можно найти скорости  $V_1, V_2$  и  $V_3$ . Глубины залегания границ ( $h_1$  и  $h_2$ ) определяются по временам, отсекаемым на оси ординат продолжениями соответствующих отрезков. Время  $T_i$  для отрезка, соответствующего  $n$ -му слою, связано с мощностями и скоростями вышележащих слоев зависимостью

$$T_{i(n)} = 2 \sum_{j=1}^{n-1} \frac{h_j (V_n^2 - V_j^2)^{1/2}}{V_j V_n} \quad (2.39)$$

Соотношение (2.39) можно использовать последовательно для расчета мощностей слоев по временам, отсекаемым на оси ординат.

**2.7.3.2. Прослеживание наклонных границ.** Угол наклона преломляющей границы можно определить, если профиль наблюдений обрабатывать с двух концов линейной расстановки сейсмоприемников. На рис. 2.45 представлен случай двух слоев, граница между которыми падает под углом  $\varphi$  к горизонту. Обработка профиля  $AB$  вверх по восстанию и вниз по падению границы раздела приведет к получению отрезков годографов для каждого из этих направлений. Величина, обратная наклону первого отрезка, в обоих случаях даст  $V_1$ , т. е. скорость в верхнем слое. Величина же, обратная наклону второго отрезка годографа, для каждого направления наблюдений позволит получить кажущуюся скорость ( $V_d$  для наблюдений по падению и  $V_u$  для наблюдений по восстанию), которая связана с истинной скоростью второго слоя  $V_2$  следующими соотношениями:

$$V_d = V_1 / \sin(i_c + \varphi) = V_2 \sin i_c / \sin(i_c + \varphi), \quad (2.40a)$$

$$V_u = V_1 / \sin(i_c - \varphi) = V_2 \sin i_c / \sin(i_c - \varphi), \quad (2.40b)$$

где  $i_c$  — критический угол, задаваемый выражением  $\arcsin(V_1/V_2)$ . Разрешая эти уравнения относительно  $\varphi$  и  $i_c$ , получим

$$\varphi = \frac{1}{2} [\arcsin(V_1/V_d) - \arcsin(V_1/V_u)] \quad (2.41)$$

и 
$$i_c = \frac{1}{2} [\arcsin(V_1/V_d) + \arcsin(V_1/V_u)]. \quad (2.42)$$

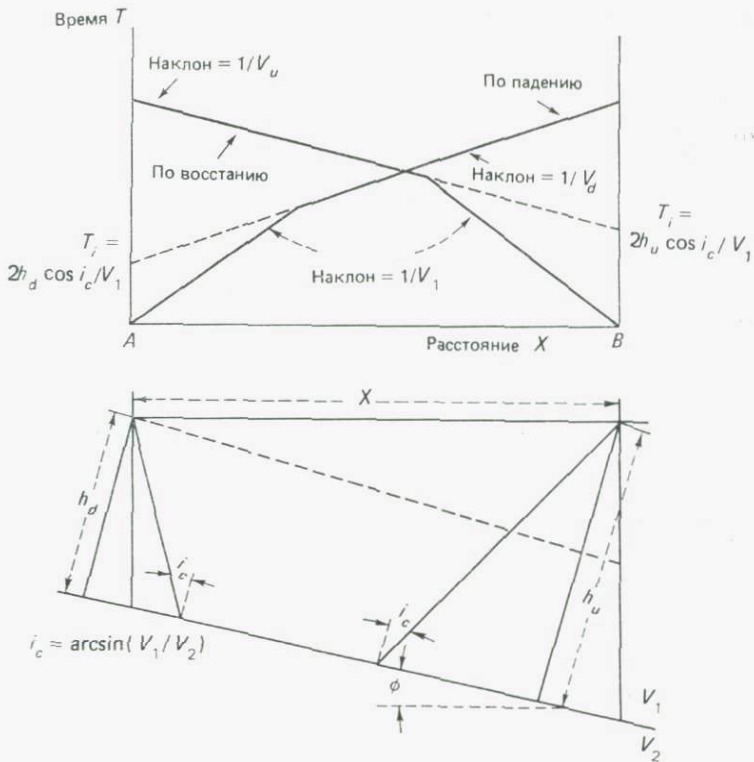


Рис. 2.45. Схема образования критически преломленной волны в случае плоской границы, падающей под углом  $\phi$ . Две группы географов соответствуют регистрации волн вверх по восстанию и вниз по падению этой границы от взрывов, произведенных в концах профиля  $AB$  [31].

Угол наклона пласта непосредственно определяется из (2.41). Таким путем вычисляется падение пласта в направлении линии  $AB$  расположения системы наблюдения источник — приемник. Если другую расстановку сейсмоприемников расположить перпендикулярно той, которая показана на рис. 2.45, и произвести взрывы с обоих ее концов, то точно так же можно найти другую компоненту угла падения. В результате мы можем определить величину и направление истинного падения пласта и его простирание.

Определив  $i_c$  из (2.42), мы легко найдем  $V_2$  с помощью соотношения  $\sin i_c = V_1/V_2$ . По соответствующим значениям времени, отсекаемого на оси ординат, можно определить глубины залегания по нормали к границе  $h_u$  и  $h_d$ :

$$h_u = V_1 T_{iu} / 2 \cos i_c, \quad h_d = V_1 T_{id} / 2 \cos i_c. \quad (2.43)$$

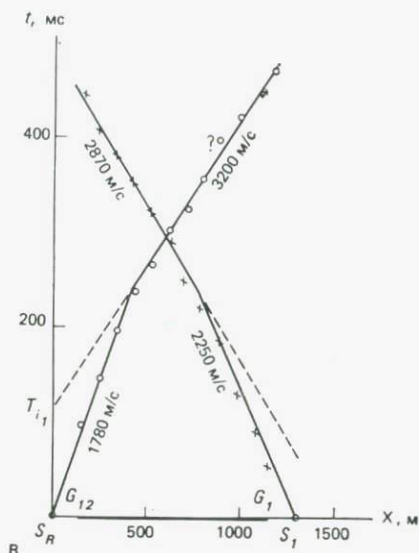


Рис. 2.46. Встречные годографы преломленных волн, полученные на профиле в районе Нугссуака.  $S_R$  и  $S_1$  — пункты взрыва,  $G_1, G_{12}$  — линия расстановки сейсмоприемников. Профиль Туперсуарта 1971 г.

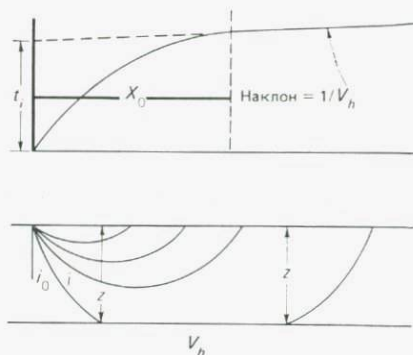


Рис. 2.47. Лучевые траектории и криволинейный годограф для осадочного разреза, в котором скорость линейно возрастает с глубиной, а внизу залегает слой с высокой скоростью распространения волн  $V_h$  [85].

На рис. 2.46 приведен пример годографа преломленных волн, полученного при встречном профилировании в долине Итивдле на полуострове Нугссуак (западная Гренландия). Первые отрезки дают скорость (1780—2250 м/с) распространения волн в четвертичных осадках и флювиогляциальных отложениях, служащих ложем долины Итивдле. Вторые отрезки позволяют определить кажущиеся скорости ( $V_u, V_d$ ) для нижележащего преломляющего горизонта (осадочные отложения мелового периода), средняя скорость в котором составляет приблизительно 3000 м/с. С помощью формул (2.43) было найдено, что глубины кровли этого пласта равны около 140 и 90 м соответственно на восточном и западном концах профиля. Исходя из этих значе-

ний глубины кажущееся восточное падение преломляющего пласта оказывается равным примерно  $3^\circ$ , но оно может не характеризовать истинный угол падения меловых пород, так как в данном случае вариации глубины могли быть вызваны эрозийным врезом долины.

Интерпретация данных метода преломленных волн в случае  $n$  слоев с произвольными углами падения границ рассмотрена Гассманном [39] и Джонсоном [61].

*2.7.3.3. Случай равномерного возрастания скорости с глубиной.* При сейсморазведке преломленными волнами в осадочных бассейнах важным случаем является непрерывное увеличение с глубиной скорости распространения волн. Влияние глубины на скорость должно сильнее сказываться в более молодых породах, в которых все еще может продолжаться процесс уплотнения, тогда как в более древних породах, которые уже прошли через долгую историю вертикальных движений и уплотнения, значения скоростей могут зависеть главным образом от современной глубины залегания. В большинстве случаев в осадочных разрезах с каждым метром глубины скорость возрастает примерно на 0,3—1 м/с.

При изучении геологического разреза, в котором скорость непрерывно растет с глубиной (рис. 2.47), очевидно, возникает проблема, связанная с определением глубины проникновения криволинейных лучей, по которым распространяются преломленные (рефрагированные) волны. При равномерном возрастании скорости с глубиной ( $V = V_0 + kZ$ ) максимальную глубину проникновения можно выразить в виде следующей формулы (см. [85, с. 258]):

$$Z_{\max} = \sqrt{(X/2)^2 + (V_0/k)^2} - V_0/k, \quad (2.44)$$

где  $X$  — удаление приемника,  $V_0$  — скорость на нулевой глубине, а  $k$  — некоторая константа (вертикальный градиент скорости.— *Ред.*).

В табл. 2.2 приведены глубины максимального проникновения как функция расстояния между пунктами взрыва и приема  $X$  при характерных значениях  $V_0$  и  $k$ , равных соответственно 2400 м/с и 0,5 (м/с)/м. Легко видеть, что при удалениях приемников примерно до 5 км криволинейная лучевая траектория не достигает больших глубин. Поэтому глубокий осадочный бассейн с монотонным возрастанием скорости с глубиной вряд ли удастся эффективно исследовать методом преломленных волн. В разведке на нефть исследования этим методом могут оказаться полезными только в тех районах, где определенно существует скачок скорости сейсмических волн, который нужно обнаружить или закартировать. Это условие может встречаться в тех геологических ситуациях, где пачка песков и глин зале-

**Таблица 2.2.** Глубина проникновения криволинейных лучей в среде, характеризующейся линейным увеличением скорости с глубиной (при  $V_0=2400$  м/с,  $k=0,5$  м/с на метр)

Удаление приемника $X$ , м	Максимальная глубина $Z$ , м	Проникновение $Z/X$ , %
1000	25	2,5
2000	90	4,5
5000	600	12
8000	1450	18
10 000	2130	21
15 000	4105	27
20 000	6300	31,5

гает на кристаллическом фундаменте или поверх массивных известняков с относительно высокой скоростью волн.

**2.7.3.4. Выявление разломов и соляных куполов.** Если высокоскоростной пласт, подстилающий перекрывающие его низкоскоростные породы, опущен по вертикали, то по профилю наблюдений методом преломленных волн, проложенному вкрест

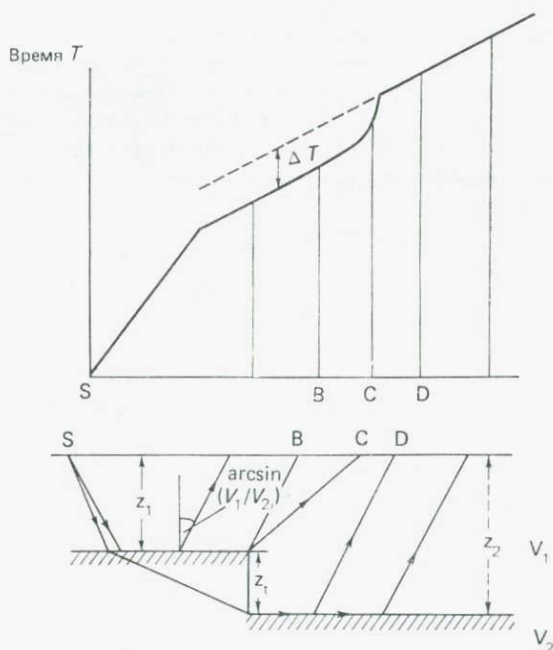


Рис. 2.48. Обнаружение сброса методом преломленных волн. Смещение годографа  $\Delta T$  есть мера амплитуды сброса [31].

простираения сброса, можно обнаружить этот разлом. Как показано на рис. 2.48, на годографе, соответствующем слою с высокой скоростью  $V_2$ , образуется сдвиг. Скачок времени пробега  $\Delta T$  положителен для опущенного крыла сброса. Вертикальная амплитуда сброса  $Z_t$  ( $\ll Z_1$ ) связана функциональной зависимостью с  $\Delta T$  и может быть вычислена по формуле

$$Z_t = \Delta T V_2 V_1 / \sqrt{V_2^2 - V_1^2}. \quad (2.45)$$

Скорости  $V_1$  и  $V_2$  находятся по двум первым отрезкам годографа. Глубину  $Z_1$  залегания скоростной границы можно определить способом, описанным в разд. 2.7.3.1.

На заре развития сейсморазведки метод преломленных волн широко использовался для поисков и локализации залегающих на небольшой глубине соляных куполов. Применявшаяся при этом система наблюдений (рис. 2.49) была совершенно иной, чем при обычном профилировании. Сейсмоприемники распола-

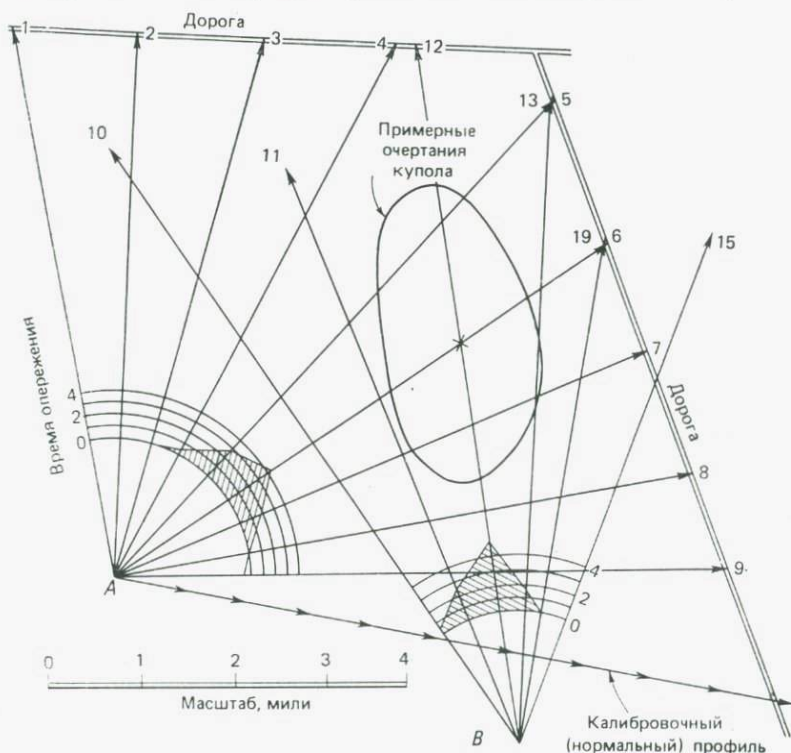


Рис. 2.49. Методика верных наблюдений с целью выявления соляных куполов. Заштрихованные области характеризуют величины временного «опережения», обусловленного куполом, расположение которого показано приблизительно [85]. 1 миля=1,6 км.

гали по различным направлениям от пункта взрыва с некоторыми интервалами в пределах сектора («веером») на расстоянии 5—10 км от пункта взрыва. Скорость сейсмических волн в соли гораздо выше, чем во вмещающих ее осадочных отложениях. Прохождение волн через соляной купол приводит к заметному сокращению времени пробега, и образующаяся из-за этого разность времен вступления на некоторых приемниках называется «временем опережения». Отработка второго «веера», приблизительно под прямыми углами к первому, позволяет оценить положение и протяженность соляного купола. В 30-е годы нашего столетия для выяснения местоположений соляных куполов буквально тысячи таких веерных систем наблюдений были отработаны на побережье Мексиканского залива в районе штатов Техас и Луизиана.

В совершенно неисследованных областях методика веерных наблюдений сохраняет свое значение, так как позволяет охватить большую площадь при сравнительно небольшом количестве взрывов. В принципе она дает возможность выявлять крупные антиклинали или погребенные долины, при условии если временные опережения (или запаздывания), вызванные данной структурой, имеют заметную величину. Гриффитс и Кинг [45] показали, как с помощью этого метода можно проследить направление, в котором пролегает погребенная долина. Шеллер [100] привел пример применения веерных наблюдений для обнаружения погребенного обломочного материала, образовавшегося в результате оползня, на площади Томба в Швейцарии. Об использовании веерных расстановок при исследованиях строения земной коры в Швеции говорится в статье Бота [11].

*2.7.3.5. Область применения и ограничения метода преломленных волн.* Сейсморазведка преломленными волнами обладает некоторыми важными преимуществами перед исследованиями отраженных волн. На неизученных площадях, где ничего не известно о геологическом строении, метод преломленных волн полезно использовать для рекогносцировки. В противоположность методу отраженных волн, с помощью которого в отсутствие сведений о скоростях можно установить только геометрические характеристики исследуемых формаций, сейсморазведка методом преломленных волн позволяет получать данные и о скоростях сейсмических волн, и о геометрии формаций. Дополнительная информация о скоростях в большой мере используется при корреляции и идентификации различных формаций, которые должны быть нанесены на карту. По этой причине огромное большинство глубинных исследований земной коры проводится с помощью зондирования преломленными волнами (см. разд. 2.8). Для изучения свойств близповерхностных частей коры (например, в работах по гражданскому строительству с целью опре-

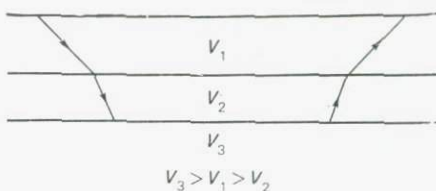


Рис. 2.50. Слой с низкой скоростью  $V_2$ , находящийся между двумя высокоскоростными слоями. Определить  $V_2$  методом преломленных волн невозможно.

деления глубины залегания коренных пород) метод преломленных волн также обладает достоинствами экономичности и быстродействия.

С другой стороны, этот метод обладает некоторыми серьезными недостатками по сравнению с работами на отраженных волнах. Во-первых, этим методом принципиально невозможно обнаружить слой с низкой скоростью ( $V_2$ ), если он расположен между верхним и нижним слоями ( $V_1$  и  $V_3$ ) с более высокими скоростями ( $V_3 > V_1 > V_2$ ). Методом преломленных волн, по-видимому, никак нельзя определить ни величину  $V_2$ , ни мощность такого слоя. Этот случай изображен на рис. 2.50. Присутствие в разрезе промежуточного низкоскоростного слоя приводит к тому, что глубина нижележащего преломляющего горизонта определяется с завышением, причем степень завышения зависит от мощности низкоскоростного слоя и перепада скоростей.

Другое ограничение метода преломленных волн иллюстрирует рис. 2.51. Преломленная волна от кровли слоя, мощность которого мала по сравнению с его глубиной залегания, может не выходить на земную поверхность в первых вступлениях. Например, на годографе, приведенном на рис. 2.51, первый слой ( $V_1$ ) проявляется, как и третий ( $V_3$ ), очень хорошо, а относительно маломощный промежуточный слой ( $V_2$ ) не появляется в первых вступлениях, и для его выделения нужно вести селекцию соответствующих ему волн во вторых вступлениях на фоне других волн, что обычно весьма затруднительно. Ошибка, обу-

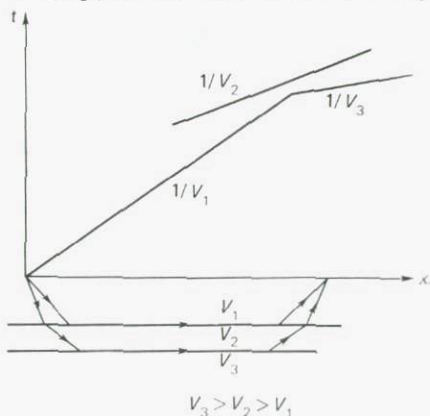


Рис. 2.51. Слой с промежуточной величиной скорости  $V_2$  слишком тонок и не может выявиться по первым вступлениям преломленных волн. Если фон помех не слишком высок, слой с  $V_2$  отмечается во вторых вступлениях [30].

словленная наличием подобного «выпадающего слоя», приводит к занижению вычисленной глубины залегания, так как предполагается, что покрывающая толща имеет меньшую мощность, чем на самом деле. Проблема выпадающего слоя подробно рассмотрена в работе [65].

Помимо сказанного выше отметим, что метод преломленных волн непригоден для точного определения детального строения и самое большее позволяет получить простую слоистую модель разреза, которая может быть очень сильным упрощением более сложной ситуации. Кроме того, в этом методе предполагается, что в пределах каждого из слоев скорость не меняется по горизонтали\*). Хороший обзор сейсмического метода преломленных волн дал Грин [44].

## 2.8. Сейсмические исследования земной коры

Исследования строения земной коры сейсмическими методами можно в каком-то смысле определить термином «сейсмология земной коры». Основа изучения земной коры была положена сейсмологией землетрясений. В качестве метода определения мощности и структуры коры в настоящее время она в большой степени вытеснена методами *взрывной сейсмологии*, а именно анализом преломленных и отраженных волн, возбуждаемых искусственными взрывами. Преимуществом использования искусственных химических (или ядерных) взрывов вместо землетрясений является то, что в этом случае точно известны время и место взрыва. Кроме того, взрывы можно производить, когда потребуются, а землетрясения достаточной интенсивности приходится ждать неопределенное время.

Опишем вкратце роль взрывной сейсмологии в исследованиях земной коры.

**2.8.1. Определение понятия земной коры.** С точки зрения сейсмологии земная кора — это часть твердой Земли, расположенная выше раздела Мохо, который отделяет ее от нижележащей мантии. На этой границе раздела скорость *P*-волн быстро возрастает примерно до значения 8 км/с. Сейсмическими исследованиями методами преломленных и отраженных волн было установлено повсеместное существование этой границы, хотя в областях с нестабильной тектоникой она часто прослеживается не очень ясно и отчетливые сигналы от нее перестают регистрироваться. Толщина земной коры над Мохо меняется в широких пределах — примерно от 6 км под ложем океана до 70 км под такими горами, как Анды.

\* Это предположение не является обязательным. — *Прим. ред.*

**2.8.2. Строение континентальной коры: региональные вариации.** Детальное изучение структуры земной коры методами взрывной сейсмологии проводилось в основном в США, СССР и Центральной Европе. Важнейшие результаты этих исследований опубликованы в специальных выпусках под редакцией Хикока [53, 54] и Мюллера [80]. Здесь мы можем лишь привести некоторые общие выводы и кое-какие примеры.

Как правило, Мохо обнаруживается в интервале глубин между 20 и 50 км, но в отдельных регионах он может располагаться глубже, в частности под молодыми складчатыми хребтами. В некоторых районах со специфическим строением для изучения региональных вариаций в глубине залегания раздела Мохо было выполнено большое число зондирований преломленными волнами на длинных профилях. Характерная длина таких профилей 200—300 км, а требуемая величина заряда взрывчатки достигает нескольких тонн.

Пример важных результатов, полученных по исследованиям [87], которые были проведены в западной части США, показан на рис. 2.52. Легко видеть, что под горными хребтами происходит утолщение земной коры и что каждая из главных геологических провинций имеет свою характерную толщину коры.

Глубинными сейсмическими исследованиями, выполнявшимися в Центральной Европе [40—42], СССР [68] и Индии [63], также выявлены случаи региональных вариаций мощности земной коры. На основе данных, имеющихся по Северной Америке и Европе, стало возможным получить детальную информацию о структуре и глубине залегания раздела Мохо в нескольких тектонических провинциях. Согласно Прodelу [94], граница между корой и мантией является резкой только в районах с довольно тонкой корой. В районах, где кора относительно мощная, имеется более или менее обширная переходная зона, толщина которой изменяется от 2 до более чем 15 км. Табл. 2.3 позволя-



Рис. 2.52. Вариации мощности земной коры от Калифорнии до Колорадо по данным метода преломленных волн [87].

Таблица 2.3. Характеристики строения земной коры некоторых тектонических провинций Северной Америки и Европы [94]

Область	Тип коры	Глубина Мохо, км	Скорость $V_p$ , км/с	Средняя скорость в коре
Канада, Балтийское побережье Скандинавии, Украинский щит	Щит	40—50	8,1—8,4	Высокая
Великие равнины, США	Стабильная континентальная	40—50	8,1—8,4	»
Плато Колорадо	Часть подвижного западного пояса США	40—50	7,7—7,8	»
Аппалачи	Древний орогенческий пояс	50	8,0	»
Горы Сьерра-Невада	Молодой орогенческий пояс	40—60	7,8—7,9	Средняя
Скалистые горы			7,8—8,0	Низкая
Альпы			8,0—8,1	»
Каледониды, северная Англия	Древний орогенческий пояс	30—35	8,0	»
Каледониды, северная Шотландия	Древний орогенческий пояс	25—30	8,0	Средняя
Герциниды ФРГ, Франции, Португалии	То же	30	8,0—8,4	Низкая
Провинция Бассейнов и Хребтов	Часть подвижного западного пояса США	30	7,8—7,9	»
Верхнерейнский грабен	Грабен	20—25	8,0—8,1	»
Лимань, Овернь			7,6—8,4	
Грабен Юга	»	25—30	7,3—7,9	»
Равнина у р. Снейк <sup>1)</sup>	»	20		»
		40		Высокая
Апеннины	Молодой орогенческий пояс	20	7,3—8,0	Низкая
Береговой хребет, шт. Калифорния	То же	20—25	8,0	»

<sup>1)</sup> Две отчетливые границы приводят к двум интерпретациям.

ет получить представление о строении коры и границы раздела кора — мантия в различных в тектоническом отношении зонах Северной Америки и Европы.

Все больше проводится исследований глубинных областей земной коры с использованием отраженных волн при падении, близком к нормальному, и закритических отражений (см. рис. 2.44). Большинство данных получено по исследованиям отраженных волн, проводившимся в Центральной Европе при-

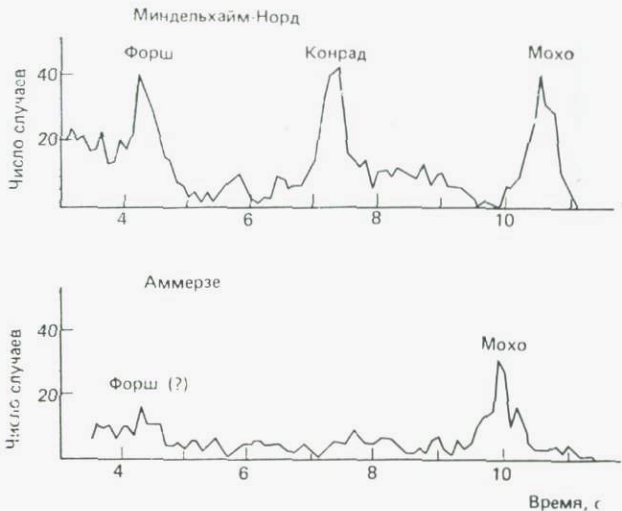


Рис. 2.53. Частотные распределения, показывающие число случаев наблюдения вступлений волн, отраженных при нормальном падении, в функции двойного времени пробега (юг ФРГ). Пики интерпретируются как основные границы раздела в земной коре (Форша и Конрада) и в подошве коры (Мохо) [72].

близительно начиная с 1960 г. Рис. 2.53 иллюстрирует результаты более ранних исследований Либшера [72] по отождествлению последующих фаз отраженных вступлений, которые встречаются на сейсмограммах, полученных в процессе промышленных сейсморазведочных работ на отраженных волнах при падении, близком к нормальному. Статистическое распределение согласованно появляющихся последующих фаз позволяет предположить, что в некоторых (но не во всех) районах времени пробега отраженных волн 4—11 с соответствуют трем границам раздела. На рис. 2.53 отражения, вступающие в интервале между 10 и 11 с (после момента взрыва), интерпретируются как волны, отраженные от раздела Мохо, вступления в промежутке времени 7—8 с — как отражения от границы Конрада\*, а вступления на временах около 4 с приписываются новой границе раздела, называемой границей Форша.

В последнее десятилетие исследование критических отражений привело к получению большого количества данных по полуостровной части Индийского щита. На рис. 2.54 показана

\* Скоростная граница, носящая имя В. Конрада, который, используя сейсмологические данные, в начале 1920-х годов сделал предположение о делении континентальной коры на две части. Это хорошо соответствовало популярным тогда представлениям о «гранитном слое» (верхняя кора), перекрывающем «базальтовый слой» (нижняя кора).

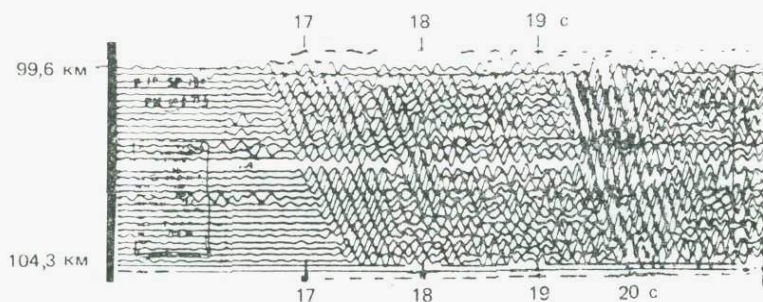


Рис. 2.54. Типичная запись, полученная методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и содержащая закритическое отражение ( $P_M$ ) от раздела Мохо в западной части п-ова Индостан; волна  $P_M$  вступает сразу же после 19 с [64].

типичная запись, содержащая сильное закритическое отражение ( $P_M$ ) от раздела Мохо, вступающее сразу после 19 с. На рис. 2.55 изображен разрез земной коры по сейсмическим данным вдоль профиля длиной 200 км, начинающегося от западного побережья приблизительно у 18° с.ш. Вдоль всего профиля раздел Мохо отмечается как наиболее отчетливо выраженный отражающий горизонт в интервале глубин 36—40 км. Некоторое количество отражающих площадок наблюдается также под деканскими траппами вплоть до раздела Мохо. Глубокий разлом под деканскими траппами делит весь разрез, включая Мохо, на два блока.

Совсем недавно в работах по программе COCORP (Консорциум по континентальному профилированию отраженными волнами) (см. разд. 2.7.1) был применен метод отраженных волн (при вертикальном падении) для изучения земной коры в США. Использовалась методика Вибросейс. Одним из важнейших достижений этих работ является успешное прослеживание крупного надвига, который протягивается до глубины по крайней мере 25 км в районе хребта Уинд-Ривер, шт. Вайоминг. Разлом, ограничивающий хребет Уинд-Ривер на юго-западе, был прослежен начиная от земной поверхности, на что указывают отражения, падающие под углами порядка 30—35° (рис. 2.56). Никаким другим способом из существующих в настоящее время этот разлом не удалось бы проследить на такой большой глубине.

### 2.8.3. Новая модель коры с зонами пониженных скоростей.

Во все большем количестве исследований, проводившихся с применением сложных методов цифровой обработки сейсмических данных, была получена информация, подтверждающая существование низкоскоростного слоя в сиалической части земной коры на глубинах 5—15 км. Основываясь на интерпретации данных ряда исследований, проведенных в Центральной Европе,

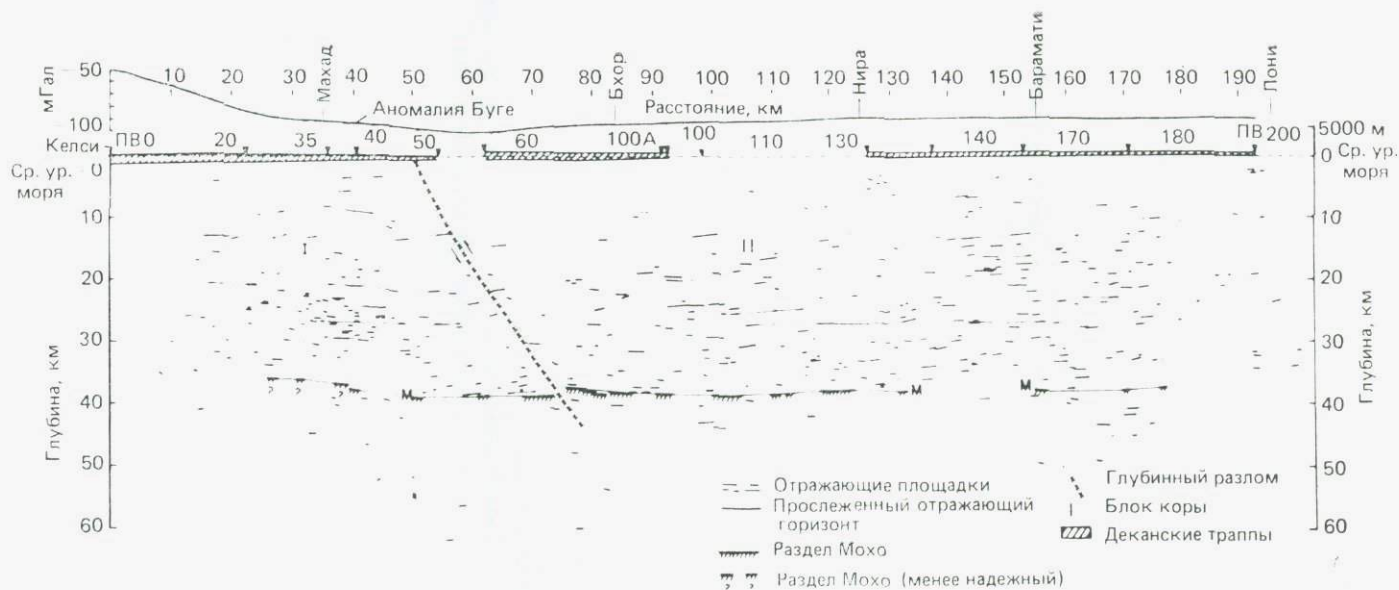


Рис. 2.55. Разрез земной коры вдоль профиля Койна II в западной Индии, полученный по наблюдениям преломленных волн и закритических отражений. Числа около букв ПВ указывают места расположения пунктов взрыва вдоль профиля 200-км длины. Мохо фиксируется как наиболее отчетливо выраженный отражающий горизонт. Разлом прослеживается вплоть до глубины 40 км [64].

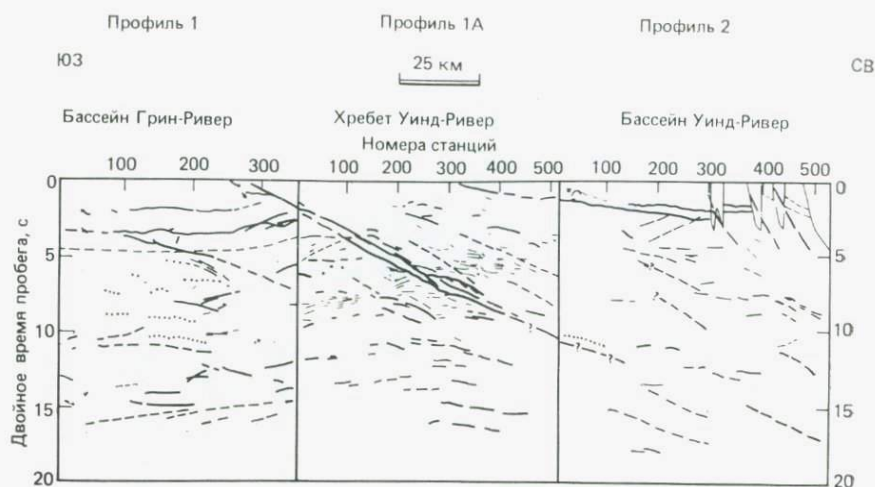


Рис. 2.56. Схематическое изображение сейсмического разреза района Уинд-Ривер, полученного в результате наблюдений по программе СОСОРР в шт. Вайоминг, США. От поверхности до глубины 25 км или более проходит крупная зона надвигов [20].

Мюллер [81] предложил новую модель земной коры, которая сложнее, чем классическая двухслойная континентальная кора, состоящая из гранитного слоя, покоящегося на базальтовом. На рис. 2.57 схематически показано изменение скорости с глубиной, которое может служить иллюстрацией различных особенностей этой новой модели. Модель содержит две зоны пониженных скоростей: 1) сиалический низкоскоростной слой в верхней коре и 2) зону инверсии скорости в нижней коре. Считается, что сиалическая низкоскоростная зона на глубине порядка 10 км совпадает с разделом Форша (см. рис. 2.53); высокоскоростной зуб примерно на глубине 22 км рассматривается как граница Конрада, а скачок скорости в районе 30 км отождествляется с Мохо.

Модель коры такого типа впервые была предложена Мюллером и др. [82] для района Рейнского грабена в Центральной Европе. Модель представляется слишком сложной и вряд ли может оставаться справедливой для других зон со сравнимой тектоникой. Однако имеются убедительные доказательства того, что зона пониженной скорости все же существует в обширных областях под герцинским поясом на юге ФРГ [40] и под осевой зоной Альп при значении скорости всего лишь 5—5,5 км/с [41]. В США низкоскоростные зоны верхней коры обнаружены в Провинции Бассейнов и Хребтов, Каскадных горах и Скалистых горах, но не обнаружены в Береговых хребтах, Сьерра-Неваде и под плато Колорадо [93]. В СССР наблюдается такая же

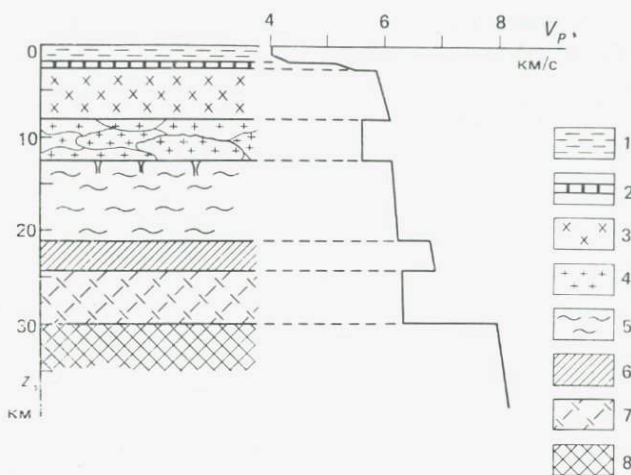


Рис. 2.57. Схематическая модель континентальной коры, содержащей зоны пониженных скоростей. 1 — кайнозойские осадки (приповерхностная зона малых скоростей); 2 — мезозойские и палеозойские осадочные отложения; 3 — кристаллический фундамент верхней коры, состоящий из метаморфических пород типа гнейсов и кристаллических сланцев (зона положительного градиента скорости); 4 — зона гранитных лакколлитов (сиалическая зона пониженной скорости); 5 — мигматиты (средний слой коры); 6 — амфиболиты (высокоскоростной выступ); 7 — гранулиты (нижний слой коры); 8 — ультрамафические породы (верхи мантии) [81].

картина: коровые зоны пониженных скоростей обнаружены в районах Украинского щита и Русской платформы, но не в Узбекистане [69]. Как будет объяснено в следующем разделе, инверсия скорости может быть связана с переходом от поверхностной зоны метаморфических пород среднего состава к более близким к гранитам породам на умеренных глубинах.

**2.8.4. Состав континентальной коры.** Модель литологического состава земной коры можно построить, основываясь на результатах объединенных геолого-геофизических исследований отдельных областей, где глубинные породы коры обнажаются на поверхности. Важнейшей из этих областей является «зона Ивреа» в южной части Альп, где в обнажениях удается проследить весь вертикальный разрез земной коры [15, 75]. Геологический разрез верхней коры представлен здесь кристаллическими сланцами и гнейсами, подстилаемыми гранитными интрузиями. Середина разреза сложена гранитогнейсами и мигматитами, а в нижней части наблюдаются линзообразные тела из диорита и габбро, переслаивающиеся с гнейсами высокой степени метаморфизма (которые образовались из пород верхней части коры). Эти удивительные сведения показывают, что глубин-

ная часть коры в данном районе по крайней мере частично должна была образоваться из осадков. Модель коры для зоны Ивреа имеет поразительное сходство с градиентной моделью Мюллера (рис. 2.57).

Скорости  $P$ -волн в кристаллических породах верхней коры обычно колеблются между значениями 5,9 и 6,3 км/с, типичными для гранодиоритов и мигматитов [106]. Такая скорость совместима со средними оценками плотности и химического состава [51, 59], означающими более основной, чем гранит, состав верхней части коры. Мнения о составе нижней коры еще остаются противоречивыми. Исследования коры методом преломленных волн показывают, что в нижней коре, где ее удастся отличить от верхней, скорости  $P$ -волн обычно колеблются от 6,4 до 7 км/с. Значения скоростей, меньшие чем 7 км/с, считаются слишком низкими для габбро или амфиболита при высоких давлениях [24]. Было высказано предположение, что скорости порядка 6,5 км/с соответствуют гранулитовым породам в нижней коре, а значение 6,8 км/с — диориту или андезиту [106]. Регистрация отраженных сейсмических волн от пород нижней коры указывает на то, что эта область неоднородна и содержит зоны, контрастные по акустической жесткости (произведение  $V_P$  на плотность).

Таким образом, наблюдения показывают, что континентальная кора характеризуется сложной вертикальной и горизонтальной расслоенностью и состоит из метаморфических и изверженных пород (в основном из первых). Примеры зоны Ивреа (южные Альпы) и Йетунского тектонического покрова (центральная часть норвежских каледонид) свидетельствуют о том, что огромные области земной коры на больших глубинах сложены породами гранулитовой фации.

**2.8.5. Строение и состав океанической коры.** Из гравиметрических исследований изостазии (см. гл. 3) и наблюдений поверхностных волн от землетрясений уже давно стало ясно, что океаническая кора тоньше континентальной. Но лишь в течение 1950-х годов морскими измерениями методом преломленных сейсмических волн было твердо установлено, что во всех крупных океанических областях, которые были исследованы, мощность океанической коры составляет приблизительно 6 км. Результаты уже первых измерений показали, что океаническая кора имеет неожиданно однородное строение. Кору под ложем океана можно представить в виде трехслойной модели [95]. Основные характеристики коры в нормальных областях океанов (вдали от срединно-океанических хребтов, вулканических островов и континентальных окраин) сведены в табл. 2.4.

Ряд усовершенствований в методиках проведения морских наблюдений на отраженных и преломленных волнах за послед-

Таблица 2.4. Нормальное строение океанической коры

Слой	Средняя скорость Р-волн, км/с	Средняя мощность, км	Мощность прослоев, мм	Скорость Р-волн, км/с	Предполагаемый состав
Морская вода	1,5	4,8			
Слой 1	2,0	0,8			Неконсолидированные осадки
Слой 2	5,1	1,7	2А (0,5—1)	2,5—3,8	Подушечные базальты
			2В (1—1,5)	4,0—6,0	Консолидированный базальт и сближенные параллельные дайки
Слой 3	6,7	4,8	3А (2—3)	6,5—6,8	Метагаббро
			3В (2—4)	7,0—7,7	Габбро (или серпентинизированные ультрамафические породы (?))
Верхняя мантия	8,1				Перидотит

Источник: Данные левой части таблицы взяты из [95]; подразделения слоев 2 и 3 — по [89].

ние два десятилетия позволили уточнить детали скоростной структуры океанической коры. В новых моделях слой 2 и 3 имеют несколько подразделений, слегка различающихся в деталях [25, 36, 89]. Предлагаемая схема деления этих слоев включена в табл. 2.4.

Отбор образцов коренных пород ложа океана, произведенный в ряде районов в рамках Проекта глубоководного бурения (DSDP), показал, что слой 2 имеет в основном базальтовый состав (подушечные базальты, консолидированные лавы и сильно сближенные параллельные дайки). Состав 3-го слоя (по мощности основного слоя океанической коры) еще не до конца ясен. Драгированием в районах океанических хребтов и зон разломов получены образцы самых разных основных и ультраосновных пород (метаморфизованные базальты, габбро, серпентиниты и т. д.). Пока еще не удалось твердо установить, является ли Мохо в океане границей между габбровыми породами и перидотитом\*) (который постулируется в качестве материала мантии Земли) или между перидотитом и серпентинизированным перидотитом [56]. В процессе серпентинизации перидотита (оливин + вода → серпентин) заметно уменьшается скорость распространения упругих волн в этой породе. Наблюдаемый

\* Ультрамафическая изверженная порода, состоящая из оливина и небольших количеств пироксена и амфибола.

диапазон значений скорости в 3-м слое совместим с серпентинизацией мантийного перidotита на 20—50%. Однако полученные недавно сведения свидетельствуют скорее о габбровом составе слоя 3. Значения коэффициента Пуассона  $\sigma$ , найденные по наблюдениям отношения  $V_P/V_S$  (см. уравнение (2.10)) для слоев 3А и 3В ( $\sigma \sim 0,27 \div 0,29$ ), гораздо лучше соответствуют породам типа габбро ( $\sigma \sim 0,25 \div 0,30$ ), чем серпентинизированным перidotитам ( $\sigma \sim 0,33$ ). К тому же если посмотреть, какой остаточной намагненностью должны обладать породы слоя 3 (в дополнение к намагненности пород слоя 2), чтобы соответствовать магнитным аномалиям, которые наблюдаются в океанах, то предпочтительными кандидатами также окажутся интрузивные породы группы габбро. Эта проблема будет обсуждаться в гл. 5.

**2.8.6. Примеры разрезов океанической коры.** Приведем два примера разрезов океанической коры, полученных в результате морских сейсмических работ.

Первый пример — это обобщенный разрез коры от континентального шельфа Северной Америки до Срединно-Атлантического хребта, основанный на данных измерений методом преломленных волн (рис. 2.58). Глубина водной толщи составляет здесь в среднем около 5 км, сокращаясь лишь примерно до 2 км

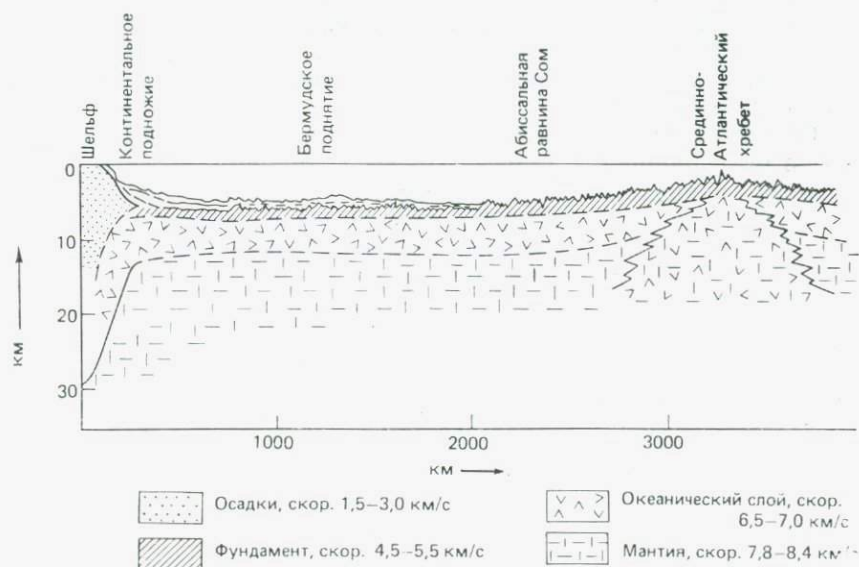


Рис. 2.58. Обобщенный разрез земной коры от континентального шельфа Северной Америки до Срединно-Атлантического хребта по данным метода преломленных волн [35].

в районе гребня хребта. Слой осадочных отложений отсутствует на хребте и утолщается вблизи континентального подножия. Мощность фундамента (слой 2) максимальна на гребне хребта и уменьшается с удалением от хребта. Основной слой океанической коры (слой 3), как видно, наиболее однороден по толщине, за исключением окрестностей хребта, где он совсем исчезает. Мохо в Атлантике залегает в среднем на глубине около 12 км (считая от поверхности воды); наиболее заметные отклонения от этой глубины наблюдаются на флангах хребта, где уже на глубинах 9—10 км регистрируются скорости, характерные для мантии. Для зоны хребта характерно также кажущееся исчезновение раздела Мохо в области гребня, а скорости сейсмических волн, зарегистрированные в этой аномальной зоне, являются промежуточными между значениями, свойственными

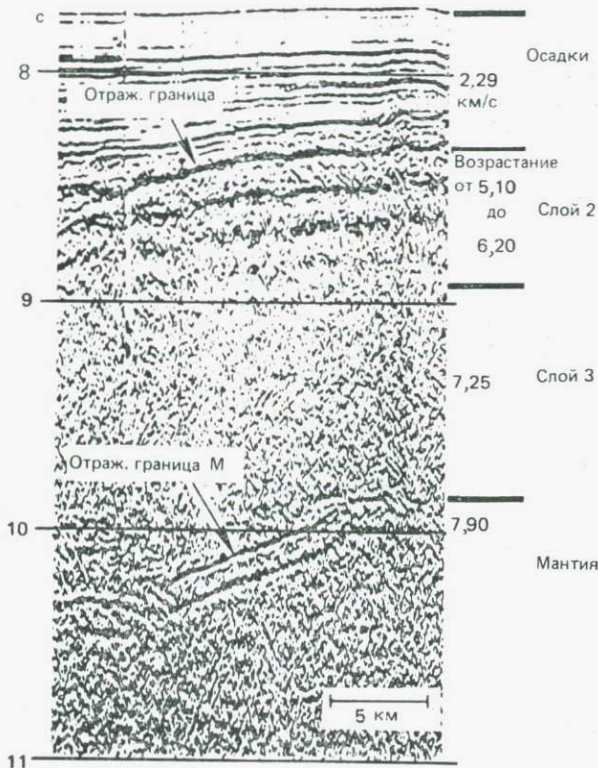


Рис. 2.59. Сейсмический временной разрез, полученный по данным отраженных волн при почти вертикальном падении в западной части Тихого океана, восточнее Японского желоба. Верхний отражающий горизонт, располагающийся примерно в области 8,4 с, связан с фундаментом, а нижний (около 10,4 с) идентифицируется с разделом Мохо [111].

слою 3 и верхней мантии. Аномальное геологическое строение в районе хребта, по-видимому, связано с восходящими конвективными течениями и особой тектоникой морского дна, о которой будет говориться в гл. 5.

Второй пример относится к западной части Тихого океана, где Тальвани и др. [111], используя многоканальное сейсмопрофилирование, регистрировали отраженные волны при почти вертикальном падении в море восточнее Японского желоба. Целью работ было составление карты Мохо (раздела М) и выделение областей фундамента со сглаженным рельефом.

На рис. 2.59 видны сильные отражения от фундамента (слоя 2) и Мохо. Кровля слоя 3 отбивается нечетко из-за слабой интенсивности отражений. Указанные справа значения скоростей получены в результате других измерений, в которых использовались достаточно большие расстояния источник — приемник и вступления преломленных волн регистрировались с помощью радиоакустических боев. Данные значения скоростей (в порядке возрастания) соответствуют слоям 1, 2В, 3В и Мохо (см. табл. 2.4). Мощности слоев можно определить исходя из зарегистрированных времен пробега и средних скоростей для исследованной толщи пород. Результаты, полученные Тальвани и др. [111], показывают, что на рассматриваемой территории мощность земной коры меняется в значительных пределах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Aggarwal Y. P., Sykes L. R., Simpson D. W. and Richards P. G. Spatial and temporal variations in  $t_s/t_p$  and in P wave residuals at Blue Mountain Lake: application to earthquake prediction. J. Geophys. Res., **80**, 718—732, 1975.
2. Ahorner L., Murawski H. and Schneider G. Seismotektonische Traverse van der Nordsee bis zum Apennin. Geol. Rundschau, **61**, 915—942, 1972.
3. Aki K. and Richards P. G. Quantitative Seismology: Theory and Methods. W. H. Freeman and Company, San Francisco, 1980. [Русский перевод: Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. В двух томах. — М.: Мир, 1983.]
4. Al-Sadi H. N. Seismic Exploration. Birkhäuser Verlag, Basel, 215 pp., 1982.
5. Anderson D. L. and Hart R. S. An earth model based on free oscillations and body waves. J. Geophys. Res., **81**, 1461—1475, 1976.
6. Anstey N. A. Seismic interpretation: The physical aspects. International Human Resources Development Corporation, Boston, 625 pp., 1977.
7. Anstey N. A. Seismic Prospecting Instruments, 1. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 156 pp., 1970.
8. Bakun W. H., Steward R. M. and Tocher D. Variations in  $V_p/V_s$  in Bear Valley in 1972. In R. L. Kovach and A. Nur (Editors), Proceedings of the Conference on Tectonic Problems on the San Andreas Fault System, Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., **13**, 453—462, 1973.
9. Barazangi M. and Dorman J. World seismicity map of ESSA, coast and geodetic survey epicenter data for 1961—1967. Bull. Seismol. Soc. Am., **59**, 369—380, 1969.
10. Bath M. Earthquake energy and magnitude. Phys. Chem. Earth, **7**, 115—165, 1966.

11. *Båth M.* Average crustal structure of Sweden. *Pure Appl. Geophys.*, **88**, 75—91, 1971.
12. *Båth M.* *Introduction to Seismology*, 2nd Ed. Birkhäuser Verlag, Basel, 416 pp., 1979.
13. *Benioff H.* Earthquake source mechanisms. *Science*, **143**, 1399—1406, 1964.
14. *Bentz A.* *Lehrbuch der Angewandten Geologie*, 1. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1071 pp., 1961.
15. *Berckhemer H.* Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho. *Tectonophysics*, **8**, 97—105, 1969.
16. *Birch F.* Density and composition of mantle and core. *J. Geophys. Res.*, **69**, 4277—4388, 1964.
17. *Birch F.* Compressibility; elastic constants. *In S. P. Clark Jr. (Editor)*, *Handbook of Physical constants*. Geological Society of America, Memoir 97, 1966. [Русский перевод в кн.: *Справочник физических констант горных пород*/Под ред. С. Кларка мл. — М.: Мир, 1969.]
18. *Brace W. F.* Current laboratory studies pertaining to earthquake prediction. *Tectonophysics*, **6**, 75—87, 1968.
19. *Brady B. T.* Theory of earthquakes, 1. A scale independent theory of rock failure. *Pure Appl. Geophys.*, **112**, 701—725, 1974.
20. *Brewer J., Smithson S., Oliver J., Kaufman S. and Brown L.* The Laramide Orogeny: Evidence from CO CORP deep crustal seismic profiles in the Wind River Mountains, Wyoming. *Tectonophysics*, **62**, 165—189, 1980.
21. *Bullen K. E.* *An Introduction to the Theory of Seismology*, 3rd Ed. Cambridge University Press, 381 pp., 1963. [Русский перевод: Буллен К. Введение в теоретическую сейсмологию. — М.: Мир, 1966.]
22. *Chandra U.* Comparison of focal mechanism solutions obtained from P- and S-wave data. *J. Geophys. Res.*, **75**, 3411—3430, 1970.
23. *Chou C. W. and Crosson R. S.* Search for time-dependent seismic P travel times from mining explosions near Centralia, Washington. *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 97—100, 1978.
24. *Christensen N. I. and Fountain D. M.* Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 227—236, 1975.
25. *Christensen N. I. and Salisbury M. H.* Structure and constitution of the lower oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 57—86, 1975.
26. *Claerbout J. F.* *Fundamentals of Geophysical Data Processing*. McGraw Hill, New York, 160 pp., 1976. [Русский перевод: Клаербут Дж. Ф. Теоретические основы обработки геофизической информации. — М.: Недра, 1981.]
27. *Clark S. P., Jr. and Ringwood A. E.* Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophysics*, **2**, 35—88, 1964.
28. *Davies D. A.* comprehensive test ban. *Sci. J. Lond.*, Nov. 1968, 78—84, 1968.
29. *Dehlinger P.* *Marine Gravity*. Elsevier, Amsterdam, p. 73, 1978.
30. *Dix C. H.* Seismic prospecting. *In S. K. Runcord (Editor)*, *Methods and Techniques in Geophysics*, Vol. 2, Interscience Publishers, London, pp. 249—278, 1967.
31. *Dobrin M. B.* *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw Hill, New York, 435 pp., 1960.
32. *Dobrin M. B.* *Introduction to Geophysical Prospecting*, 3rd Ed. McGraw Hill, New York, 630 pp., 1976.
33. *Dorman J.* Seismic surface-wave data on the upper mantle. *In P. J. Hart (Editor)*, *The Earth's Crust and Upper Mantle (Geophysical Monograph 13)*. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 257—265, 1969. [Русский перевод в кн.: *Земная кора и верхняя мантия*/Под ред. П. Харта. — М.: Мир, 1972.]
34. *Evans D. M.* Man-made earthquakes in Denver. *Geotimes* 10(9), 11—18, 1968.

35. *Ewing J.* Seismic model of the Atlantic Ocean. In P. J. Hart (Editor), *The Earth's Crust and Upper Mantle* (Geophysical Monograph 13). American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 220—225, 1969. [Русский перевод в кн. «Земная кора и верхняя мантия».]
36. *Ewing J. and Houtz R.* Acoustic stratigraphy and structure of the oceanic crust. In M. Talwani, C.G.A. Harison and D. E. Hayes (Editors), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean. Ocean Crust*. American Geophysical Union, Ewing Series, Washington, D.C., Series 3, 431 pp., 1979.
37. *Faust L. Y.* Seismic velocity as a function of depth and geological time. *Geophysics*, **16**, 192—206, 1951.
38. *Gassmann F.* Solution of an *n*-layer problem by seismic reflection method. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **4**, 151—157, 1961.
39. *Gassmann F.* *Seismische Prospektion*. Birkhäuser Verlag, Basel, 430 pp., 1972.
40. *Giese P.* Results of the generalized interpretation of the deep seismic sounding data. In: P. Giese, C. Prodehl and A. Stein (Editors). *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York, pp. 201—214, 1976.
41. *Giese P. and Prodehl C.* Main features of crustal structure in Alps. In P. Giese, C. Prodehl and A. Stein (Editors), *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer Verlag, Heidelberg, pp. 347—375, 1976.
42. *Giese P., Prodehl C. and Stein A.* *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer Verlag, Heidelberg and New York, 429 pp., 1976.
43. *Grant F. S. and West G. F.* *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw Hill, New York, 583 pp., 1965.
44. *Green R.* The seismic refraction method — a review. *Geoexploration* **12**: 259—284, 1974.
45. *Griffiths D. H. and King R. F.* *Applied Geophysics for Engineering and Geologists*. Pergamon, London, 223 pp., 1965.
46. *Gupta H. K. and Rastogi B. K.* *Dams and Earthquakes*. Elsevier, Amsterdam, 230 pp., 1975. [Русский перевод: Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. — М.: Мир, 1979.]
47. *Гурвич И. И.* Сейсморазведка. — М.: Недра, 1970.
48. *Gutenberg B.* *Physics of the Earth's Interior*. Academic Press, New York, p. 104, 1959. [Русский перевод: Гутенберг Б. Физика земных недр. — М., ИЛ, 1963.]
49. *Haddon R. A. W. and Bullen K. E.* An earth model incorporating free earth oscillation data. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **2**, 35—49, 1969.
50. *Hales A. L., Muirhead J. and Rynn J. M. W.* A compressional velocity distribution for the upper mantle. *Tectonophysics*, **63**, 309—348, 1980.
51. *Harris P.* The composition of the earth. In *Understanding the Earth*. The Open University Press, pp. 53—70, 1971.
52. *Hart R. S., Anderson D. L. and Kanamori H.* The effect of attenuation on gross earth models. *J. Geophys. Res.*, **82**, 1647—1654, 1977.
53. *Heacock J. G.* (Editor). *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust* (Geophysical Monograph 14). American Geophysical Union, Washington D.C., 1971.
54. *Heacock J. G.* (Editor). *The Earth Crust: Its Nature and Physical Properties* (Geophysical Monograph 20). American Geophysical Union, Washington D.C., 1977.
55. *Healy J. H., Lee W. H. K., Pakiser L. C., Rayleigh C. B. and Wood M. D.* Prospects of earthquake prediction and control. *Tectonophysics*, **14**, 319—332, 1972.
56. *Hess H. H.* History of ocean basins. In A. E. J. Engel, H. L. James and B. F. Leonard (Editors), *Petrologic Studies: A Volume to Honor A. F. Buddington*. Geological Society of America, pp. 599—620, 1962.
57. *Hood P.* Migration. In A. A. Fitch (Editor), *Developments in Geophysical*

- Exploration Methods, 2. Applied Science Publishers, London, pp. 151—230, 1981.
58. Husebye E. S., Bungum H., Fyen J. and Gjøystdal H. Earthquake activity in Fennoscandia between 1497 and 1975 and Intraplate tectonics. Norsk Geol. Tidskr., **58**, 51—68, 1978.
  59. Jakes P. Geochemistry of continental growth. In D. H. Tarling (Editor), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, New York, pp. 999—1009, 1973.
  60. Jeffreys H. and Bullen K. E. Seismological Tables. British Association of Advances in Science, London, 50 pp., 1967.
  61. Johnson S. H. Interpretation of split-spread refraction data in terms of plane dipping layers. Geophysics, **41**, 418—424, 1976.
  62. Julian B. R., Davies D. and Steppard R. M. PKJKP. Nature, **235**, 317—318, 1972.
  63. Kaila K. L. Deep seismic sounding studies in India. Geophys. Res. Bull., **20**(3), 309—328, 1982.
  64. Kaila K. L., Murty P. R. K., Rao V. K. and Kharechko G. E. Crustal structure from deep seismic soundings along the Koyna II (Kelsi-Loni) profile in the Deccan Trap Area, India. Tectonophysics, **73**, 365—384, 1981.
  65. Kaila K. L. and Narayan H. Interpretation of seismic refraction data and the solution of the hidden layer problem. Geophysics, **35**, 613—623, 1970.
  66. Khattri K. Earthquake focal mechanism studies—a review. Earth Sci. Rev., **9**, 19—63, 1973.
  67. Knopoff L. Observations and inversion of surface-wave dispersion Tectonophysics, **13**, 497—519, 1972.
  68. Косминская И. П., Беляевский Н. А., Вольвовский И. С. Сейсмология взрывов в СССР. Геофиз. бюлл. Междунедовственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР (М.: Наука), № 20, 7—14, 1969.
  69. Косминская И. П., Пузырев Н. Н., Алексеев А. С. Сейсмология взрывов — ее прошлое, настоящее и будущее. Вестник АН СССР, № 9, 44—54, 1972.
  70. Lehmann I. P'. Bur. Centr. Seism. Internat., **A 14**, 3—31, 1936.
  71. Lévéque J. J. Regional upper mantle S-velocity models from phase velocities of great-circle Rayleigh waves. Geophy. J. R. Astron. Soc., **63**, 23—43, 1980.
  72. Liebscher H. J. Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im Deutschen Alpenvorland. Z. Geophys., **30**, 51—96, 1964.
  73. McGarr A. Seismic moments of earthquakes beneath island arcs, phase changes, and subduction velocities. J. Geophys. Res., **82**, 256—262, 1977.
  74. McQuillin R. M., Bacon M. and Barclay W. An Introduction to Seismic Interpretation. Graham & Trotman Ltd., London, 199 pp., 1979. [Русский перевод: Мак-Куиллин Р., Векоп М., Барклай У. Введение в сейсмическую интерпретацию. — М.: Недра, 1985.]
  75. Mehnert K. R. The Ivrea Zone; a model of the deep crust. Neues Jahr buch für Mineralogie. Abhandlungen, **125**, 156—199, 1975.
  76. Mjachkin V. I., Brace W. F., Sobolev G. A., Dietrich J. H. Two models for earthquake forerunners. Pure Appl. Geophys., **113**, 169—181, 1975.
  77. Mogi K. Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena. Bull. Earthquake Res. Inst., **40**, 125—173, 1962.
  78. Mogi K. Rock fracture and earthquake prediction. J. Soc. Materials Sci. Japan, **23**, 320—331 (in Japanese), 1974.
  79. Müller G. Amplitude studies of core phases. Geophys. Res., **78**, 3469—3490, 1973.
  80. Müller S. (Editor). The Structure of the Earth's Crust. Int. Upper Mantle Project, Sci. Rep., No. 39, 391 pp., 1974.
  81. Müller S. A new model of the continental crust. In J. G. Heacock (Edi-

- tor), The Earth's Crust (Geophysical Monograph 20). American Geological Union, Washington, D.C. pp. 289—317, 1977.
82. Müller S., Peterschmitt E., Fuchs K., and Ansorge J. Crustal structure beneath the Rhinegraben from seismic refraction and reflection measurements. *Tectonophysics*, **8**, 529—542, 1969.
  83. Nafe J. E. and Drake C. L. Physical properties of marine sediments. In M. N. Hill (editor), *The Sea*, 3. Interscience, New York, pp. 794—815, 1963.
  84. Nur A. Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of  $t_s/t_p$  travel times. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 1217—1222, 1972.
  85. Nettleton L. L. *Geophysical Prospecting for Oil*. McGraw Hill, New York, 444 pp., 1940.
  86. Oliver J. Tracing surface features to great depths: A powerful means for exploring the deep crust. *Tectonophysics*, **81**, 257—272, 1982.
  87. Pakiser L. C. Structure of the crust and upper mantle in the western United States. *J. Geophys. Res.*, **68**, 5747—5756, 1963.
  88. Peake L. G., Healy J. H. and Roller J. C. Time variance of seismic velocity from multiple explosive sources southeast of Hollister, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **67**, 1339—1354, 1977.
  89. Peterson J. J., Fox P. J. and Schreiber E. Newfoundland ophiolites and the geology of the ocean layer. *Nature*, **247**, 194—196, 1974.
  90. Press F. Seismic velocities. In S-P. Clark, Jr. (Editor). *Handbook of Physical Constants*. Geological Society of America, Memoir 97, pp. 195—221, 1966. [Русский перевод в кн. «Справочник физических констант горных пород».]
  91. Press F. Earth models consistent with geophysical data. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 3—22, 1970.
  92. Press F. and Siever R. *Earth*. W. H. Freeman, San Francisco, 649 pp., 1978.
  93. Prodehl C. Comparison of seismic—refraction studies in Central Europe and western United States. In P. Giese, C. Prodehl and A. Stein (Editors), *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer Verlag, Heidelberg, New York, pp. 385—395, 1976.
  94. Prodehl C. The structure of the crust—mantle boundary—beneath North America and Europe as derived from explosion seismology. In J. G. Heacock (Editor), *The Earth's Crust (Geophysical monograph 20)*. American Geophysical Union, Washington, D.C. pp. 349—369, 1977.
  95. Raitt R. W. The crustal rocks. In M. N. Hill (Editor), *The Sea*, 3. Interscience, New York, pp. 85—102, 1963.
  96. Richter C. F. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **25**, 1—32, 1935. [Русский перевод в кн.: Слабые землетрясения. — М.: ИЛ, 1961.]
  97. Rikitake T. *Earthquake Prediction*. Elsevier, Amsterdam, 357 pp., 1976. [Русский перевод: Рикитакэ Т. Предсказание землетрясений. — М.: Мир, 1979.]
  98. Rikitake T. *Earthquake Forecasting and Warning*. Reidel Publishing CO., Dordrecht, 402 pp., 1982.
  99. Ringwood A. E. Phase transformations and mantle dynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 233—241, 1972.
  100. Scheller E. *Geophysikalische Untersuchungen zum problem des Taminer Bergsturzes*. Dissertation nr. 4560 E.T.H., Zürich, 91 pp., 1970.
  101. Scholz C. H. Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression. *J. Geophys. Res.*, **73**, 1417—1432, 1968.
  102. Scholz C. H., Sykes L. R. and Aggarwal Y. P. Earthquake prediction: A physical basis. *Science*, **181**, 803—810, 1973.
  103. Семенов А. Н. Изменение отношения времен пробега поперечных и продольных волн перед сильными землетрясениями. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, 72—77, 1969.

104. *Sharma P. V.* Seismic velocity and sediment thickness investigation by refraction soundings in Nuggssuaq, West Greenland. Geol. Surv. Greenland, Report No. 54, 22 pp., 1973.
105. *Simpson D. W. and Richards P. G.* Earthquake Prediction: An International Review (Maurice Ewing Ser. No. 4). American Geophysical Union, Washington, D.C. 680 pp., 1981.
106. *Smithson S. B., Shive P. N. and Brown S. K.* Seismic velocity, reflection and structure of the crystalline crust. In J. G. Heacock (Editor). The Earths Crust: Its Nature and Physical Properties (Geophysical Monograph 20). American Geophysical Union, pp. 254—270, 1977.
107. *Steppe J. A., Bakun W. H. and Buffe C. G.* Temporal stability of P-velocity anisotropy before earthquakes in central California. Bull. Seismol. Soc. Am., **67**, 1075—1090, 1977.
108. *Stuart W. S.* Diffusionless dilatancy model for earthquake precursors. Geophys. Res. Lett., **1**, 261—264, 1974.
109. *Summers G. C. and Broding R. A.* Continuous velocity logging. Geophysics, **17**, 598—614, 1952.
110. *Talwani P.* An empirical earthquake prediction model. Phys. Earth Planet. Interiors, **18**, 288—302, 1979.
111. *Talwani M., Stoffa P., Buhl P., Windisch C. and Diebold J. B.* Seismic multichannel towed arrays in the exploration of the oceanic crust. Tectonophysics, **81**, 273—300, 1982.
112. *Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. and Keys D. A.* Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 860 pp., 1976. [Русский перевод: Телфорд В., Гелдарт Л., Шерифф Р., Кейс Д. Прикладная геофизика. — М.: Недра, 1981.]
113. *Tucker P. M. and Yorkston H. J.* Pitfalls in Seismic Interpretation. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Monograph Series 2, 1973.
114. *Wallace R. E.* Goals, strategy and task of the earthquake hazard reduction program. U.S. Geol. Survey Circ., No. 701, 26 pp., 1974.
115. *Wang C. Y.* A simple earth model. J. Geophys. Res., **77**, 4318—4329, 1972.
116. *Whitcomb J. H., Garmany J. D. and Anderson D. L.* Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before the San Fernando Earthquake. Science, **180**, 632—635, 1973.
117. *Woollard G. P.* Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters. Bur. Grav. Int. Bull. Inf., **36**, 106—110, 1975.
118. *Wuenschel P. C.* Seismogram synthesis including multiples and transmission coefficients. Geophysics, **25**, 106—129, 1960.
119. *Wyllie M. J. R., Gregory A. R. and Gradner G. H. F.* An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. Geophysics, **23**, 459—493, 1958.
120. *Zhang G. and Fu Z.* Some features of medium and short-term anomalies before great earthquakes. In D. W. Simpson and P. G. Richards (Editors), Earthquake Prediction. An international Review. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 497—509, 1981.

## 3. Гравиметрические методы

### 3.1. Введение

После того как Ньютон сделал свое знаменитое открытие, касающееся связи яблока с Землей, стало понятно, что взаимное притяжение между всеми телами, обладающими массой, представляет собой универсальное явление. Это явление объясняет тот хорошо известный факт, что тело, освобожденное от какой-либо опоры около земли, будет падать с возрастающей скоростью. Степень увеличения скорости называется ускорением силы тяжести  $g$  или просто силой тяжести. Галилей доказал, что в данном месте на Земле это ускорение одинаково для всех тел.

Если бы Земля была идеальной сферой и была сложена из однородных сферических оболочек, то сила, с которой она притягивала бы тело, лежащее на ее поверхности, была бы одной и той же в любом месте, а ускорение силы тяжести имело одно и то же постоянное значение. На самом деле наша Земля неоднородна, не имеет сферической формы и к тому же вращается. Все эти факты вносят свой вклад в вариации силы тяжести на земной поверхности. Однако эти вариации относительно малы, и точно измерить их возможно только с помощью очень чувствительных приборов.

Измерения и анализы изменений силы тяжести на земной поверхности стали мощными средствами в исследовании Земли. Вариации силы тяжести, которые связаны с отклонением формы Земли от сферической, представляют особый интерес для геодезии — науке о форме Земли. С другой стороны, вариации силы тяжести, которые отражают латеральные различия в плотности пород в геологическом разрезе, представляют наибольший интерес для геологов, помогая получать информацию о структурах на различных глубинах. Такая информация всегда связана с некоторой неоднозначностью, присущей интерпретации данных о гравитационном поле, хотя на практике, используя дополнительную геологическую информацию, полученную из других (независимых) источников, удается в значительной степени уменьшить эту неоднозначность.

Как геофизический метод гравиметрия имеет очень много общего с магнитным методом. Оба они направлены на поиски

аномалий, вызванных изменениями физических свойств горных пород в геологическом разрезе. К тому же в обоих методах требуются сходные в своей основе способы интерпретации. Однако практическое применение этих методов, определяемое относительным перепадом физических свойств в различных геологических условиях, существенно различно.

Сначала мы кратко опишем физические принципы, которые являются основой для правильной трактовки измерений силы тяжести и их интерпретации. Мы также кратко рассмотрим роль измерений силы тяжести в изучении изостазии и строения земной коры. Затем будут приведены примеры геологических задач, касающихся региональных и локальных структур, в решении которых гравиметрические съемки оказали большую помощь.

## 3.2. Основные принципы

**3.2.1. Закон Ньютона.** Сила притяжения  $F$ , действующая между двумя частицами с массами  $m_1$  и  $m_2$ , разделенными расстоянием  $r$ , определяется выражением

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}, \quad (3.1)$$

где  $G$  — универсальная гравитационная постоянная. Численное значение  $G$  во времена Ньютона определено не было и впервые было измерено в лаборатории в 1798 г. Кавендишем. В настоящее время для  $G$  в системе СИ принято значение  $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 / (\text{кг} \cdot \text{с}^2)$ . В системе СГС значение  $G$  равно  $6,67 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3 / (\text{г} \cdot \text{с}^2)$ , что численно равно силе в динах, которая будет действовать между двумя массами по 1 г каждая при расстоянии между их центрами 1 см. В системе СИ сила  $F$  выражается в ньютонах ( $1 \text{ Н} = 10^5 \text{ дин}$ ).

**3.2.2. Ускорение силы тяжести.** Сила, действующая на тело на земной поверхности, вызывается притяжением Земли. Если пренебречь эффектами вращения и неоднородности формы и плотности Земли, то сила, действующая на тело с массой  $m$ , равна

$$F = \frac{GM_E m}{R^2}, \quad (3.2)$$

где  $M_E$  — масса Земли, а  $R$  — ее средний радиус.

Сила, действующая на тело, определяется также вторым законом динамики Ньютона, а именно  $F = mg$ , где  $g$  — ускорение, которое создавалось бы гравитационным притяжением Земли, если бы тело могло свободно падать. Поэтому ускорение силы тяжести  $g$  (которое далее называется просто силой тяже-

сти) может рассматриваться как сила, с которой Земля действует на единичную массу. Его можно выразить в виде

$$g = F/m = GM_E/R^2. \quad (3.3)$$

В системе СГС единицей измерения для  $g$  является  $\text{см}/\text{с}^2$ . Эта единица называется *гал* (Гал) в честь Галилея. Величина  $g$  имеет глобальное среднее значение около 980 Гал (или  $9,8 \text{ м}/\text{с}^2$ ) на поверхности Земли, а общий диапазон изменений от экватора до полюсов составляет около 5 Гал, или приблизительно 0,5%  $g$ . Практической единицей, обычно используемой в геофизике для измерения  $g$ , является миллигал (мГал). Десятая часть миллигала называется *гравитационной единицей* (ге). Она используется как дробная единица ускорения силы тяжести в системе СИ ( $1 \text{ ге} = 1 \text{ мкм}/\text{с}^2$ ). В настоящей книге сохранена единица «миллигал» (мГал), поскольку она очень широко используется в геодезии и геофизике.

**3.2.3. Масса и плотность Земли.** Массу Земли можно оценить по величине силы тяжести на ее поверхности, введя поправку за небольшой вклад, внесенный вращением. Для этой цели можно применить уравнение (3.3). В XVIII столетии попытки измерить значение  $G$  часто рассматривались как эксперименты по определению массы Земли или (что эквивалентно) ее средней плотности. Результаты Кавендиша показывали, что средняя плотность  $\rho_E$  примерно равна  $5400 \text{ кг}/\text{м}^3$  (или  $5,4 \text{ г}/\text{см}^3$  в единицах СГС). Это было одним из первых доказательств того, что внутренняя часть Земли состоит из материала, значительно более плотного, чем поверхностные породы. Используя более точные значения  $g$  и  $G$ , Джеффрис в 1970 г. получил для массы и средней плотности Земли следующие значения:  $M_E = 5,977 \cdot 10^{24} \text{ кг}$ ,  $\rho_E = 5517 \text{ кг}/\text{м}^3$ .

Момент инерции Земли  $I$  также дает некоторую информацию о распределении массы внутри Земли. Значение  $I$  нельзя измерить непосредственно, но можно определить его по размерам, массе, силе тяжести и угловой скорости Земли. По наблюдениям орбит искусственных спутников Земли было получено значение  $I$ , равное  $0,331 M_E R^2$ . Если бы Земля была однородным шаром, ее момент инерции был бы равен  $0,4 M_E R^2$ . Но Земля имеет момент инерции, меньший, чем у однородного шара. Это означает, что ее масса сосредоточена ближе к центру Земли.

Сведения о средней плотности и моменте инерции важны для изучения распределения плотности внутри Земли, поскольку любая приемлемая модель плотности должна согласоваться с этими наблюдениями (см. разд. 2.4.7).

**3.2.4. Гравитационный потенциал и гравитационное притяжение.** Гравитационное поле, существующее вокруг точечной

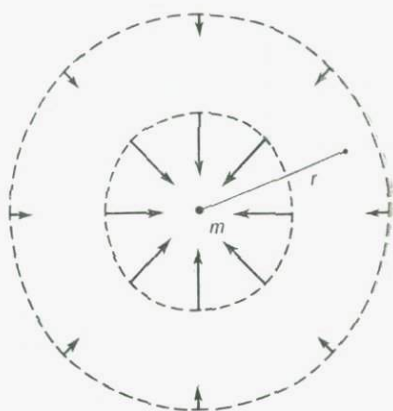


Рис. 3.1. Иллюстрация поля силы тяжести вокруг точечной массы  $m$  в плоскости чертежа. Силовые линии показаны стрелками, эквипотенциальные поверхности — пунктирными линиями.

массы, является векторным полем. Оно определяется силой притяжения, действующей на единичную массу, а векторы поля направлены к притягивающей массе (рис. 3.1).

Потенциал  $U$ , создаваемый точечной массой  $m$  в заданной точке  $P$  на расстоянии  $r$  от массы  $m$ , определяется как работа, выполненная силой притяжения при перемещении единичной массы из бесконечности в конечное положение в точку  $P$ . Математически он выражается как

$$U(P) = \int_{\infty}^r F dr = G \int_{\infty}^r \frac{m}{r^2} dr = -\frac{Gm}{r}. \quad (3.4a)$$

Это соотношение приводит к отрицательному знаку для  $U$ , что согласуется с правилом, принятым в физике. В геодезии и астрономии принимается, что гравитационный потенциал положителен; такой результат получается, если считать, что  $U$  соответствует работе, необходимой для преодоления силы притяжения массы  $m$  при перемещении единичной массы из точки  $P$  в бесконечность. Мы будем считать, что  $U$  — положительная величина и ее значение уменьшается с увеличением  $r$  (расстояния от массы  $m$ ); поэтому

$$U_r = Gm/r. \quad (3.4b)$$

Гравитационное поле можно представить в виде поверхностей, на которых потенциал остается постоянным; они называются *эквипотенциальными поверхностями*. Векторы силы нормальны к этим поверхностям, так что вдоль них компоненты силы отсутствуют. Поверхность массы жидкости в поле силы тяжести совпадает с эквипотенциальной поверхностью; по этой причине гравитационный потенциал является величиной, имеющей огромное значение при изучении формы поверхности моря

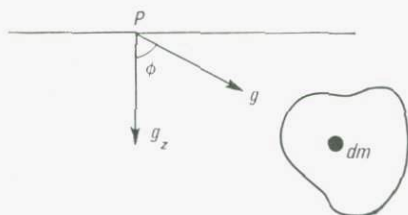


Рис. 3.2. Гравитационное притяжение  $g$  и его вертикальная составляющая  $g_z$  в точке  $P$ , созданные обобщенной массой  $m$ ; рассчитываются интегрированием притяжения элемента  $dm$  по всей массе (см. текст).

на Земле. Потенциал  $U$  играет также важную роль в теории притяжения; отрицательная производная  $U$  по направлению дает гравитационное притяжение в этом направлении. Поэтому

$$g_r = -\frac{\partial U}{\partial r} = \frac{Gm}{r}. \quad (3.5)$$

Гравитационное притяжение, создаваемое произвольным распределением масс (рис. 3.2), является векторной суммой притяжений, созданных всеми точечными массами, поскольку обычно они не действуют в одном и том же направлении. Обычно интерес представляет вертикальная составляющая гравитационного притяжения  $g_z$ . В точке  $P$  она рассчитывается по формуле

$$g_z = G \int_m \frac{dm}{r^2} \cos \varphi = G \int_V \frac{\rho \cos \varphi}{r^2} dV, \quad (3.6)$$

где  $dm$  — масса элемента объема с плотностью  $\rho$  на расстоянии  $r$  от точки  $P$ .

Некоторые сведения из теории потенциальных полей существенно важны для оценки методов анализа и интерпретации данных о таких потенциальных полях, как гравитационное, магнитное и электрическое. Детальное рассмотрение этого предмета можно найти в книгах [7, 31]. Упомянем об одном важном свойстве потенциальных полей: во всех точках свободного пространства (внешнего по отношению к области, содержащей притягивающую массу или магнитный материал) эти поля удовлетворяют уравнению Лапласа

$$\nabla^2 A = \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} = 0, \quad (3.7)$$

где  $A$  — гравитационный или магнитный потенциал и функция положения точки  $(x, y, z)$ .

Обобщенный характер уравнения Лапласа ведет к той неоднозначности, вследствие которой весьма различные распределения масс (или магнитных материалов) могут создавать в определенных областях пространства идентичные потенциальные поля. Этот вопрос будет далее исследован в разд. 3.6.1.

**3.2.5. Нормальный эллипсоид и геоид.** Земля не является идеальным шаром. Ее форма очень близка к той, которую принимает идеальная жидкость, когда поддерживается равновесие между гравитационными силами, стремящимися сделать ее поверхность сферической, и центробежными силами вращения, стремящимися сплющить ее. В результате этого равновесия экваториальный радиус  $R_E$  примерно на 21 км больше, чем полярный радиус  $R_P$ . Вследствие сплюснутости Земли значение  $g$  на экваторе заметно меньше, чем на полюсах, причем разность реальных значений примерно равна 5200 мГал (или  $5,2 \cdot 10^{-2}$  м/с<sup>2</sup>).

Анализ данных о силе тяжести на земной поверхности сыграл важную роль в описании формы Земли как идеальной поверхности приведения. Хотя наиболее точной поверхностью приведения, по-видимому, является сфероид, а не эллипсоид вращения, но использовать последний удобнее, поскольку с ним связано меньше констант. Вариации силы тяжести в зависимости от широты на поверхности эллипсоидальной Земли можно выразить в форме

$$g = g_0(1 + C_1 \sin^2\varphi - C_2 \sin^2 2\varphi), \quad (3.8)$$

где  $g_0$  — значение силы тяжести на экваторе и  $\varphi$  — широта.  $C_1, C_2$  — это константы, зависящие от формы Земли, а их численные значения подбираются для получения наилучшего согласия с измеренными вариациями силы тяжести на поверхности Земли.

До 1960-х годов принятым стандартом для приведения значений силы тяжести была Международная формула силы тяжести (1930 г.). В соответствии с этой формулой нормальное значение силы тяжести на уровне моря на широте  $\varphi$  определяется как

$$g_\varphi(1930) = 9,78049(1 + 0,0052884 \sin^2\varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ м/с}^2. \quad (3.9a)$$

Исследования орбит искусственных спутников Земли позволили точно определить значения констант  $C_1$  и  $C_2$ , и в 1967 г. Международная геодезическая ассоциация приняла новые значения параметров Земли:  $R_E = 6378,16$  км,  $R_P = 6356,78$  км и сжатие  $= (R_E - R_P)/R_E = 1/298,25$ . С этими параметрами новая формула приняла вид

$$g_\varphi(1967) = 9,780318(1 + 0,0053024 \sin^2\varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ м/с}^2. \quad (3.9b)$$

Разность между значениями  $g_\varphi$  по формулам 1967 и 1930 г. получается равной

$$g_\varphi(1967) - g_\varphi(1930) = (-172 + 136 \sin^2\varphi) \text{ мкм/с}^2. \quad (3.10)$$

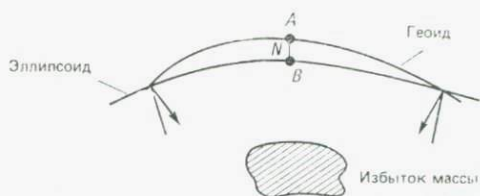


Рис. 3.3. Ундуляция геоида  $N$  и отклонение вертикали, вызванные аномальной массой [26].

Если бы Земля была идеальной жидкостью без латеральных вариаций плотности, то ее поверхность соответствовала бы поверхности приведения, или так называемому нормальному эллипсоиду. При использовании любого эллипсоида относимости для практической работы нужно связать эту эквипотенциальную поверхность с некоторой физической поверхностью на Земле. В океанах эта поверхность совпадает со средним уровнем моря, а на суше ее можно соотнести с поверхностью воды в узких каналах на уровне моря, если бы они протягивались в глубь суши. Уровенная поверхность, определенная таким образом, называется *геоидом*. По определению геоид везде горизонтален, а направление векторов силы тяжести нормально к его поверхности.

У реальной Земли геоид в общем не будет совпадать с эллипсоидом относимости. Это происходит потому, что имеются искажения геоида, вызванные неоднородностями плотности внутри Земли и неровностями рельефа ее поверхности. Неоднородности создают локализованные аномалии массы. Влияние аномальной массы на эквипотенциальную поверхность поля силы тяжести иллюстрируется на рис. 3.3. Над областью избыточной массы имеется дополнительный потенциал  $\Delta U$ , который заставляет эквипотенциальную поверхность изгибаться вверх. Для отдельной аномальной массы в Земле, в остальном однородной, отклонение  $N$  геоида определяется выражением

$$gN = \Delta U, \quad (3.11)$$

где  $g$  — среднее значение силы тяжести между точками  $A$  и  $B$ . По обе стороны от избыточной массы линия отвеса отклоняется к этой массе. Над областью дефицита массы этот эффект противоположен.

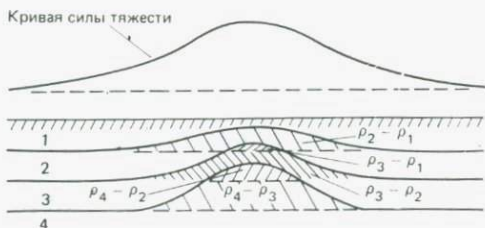


Рис. 3.4. Схематический разрез, демонстрирующий латеральные изменения плотности при наличии структурного поднятия.  $\rho_1, \dots, \rho_4$  — плотности четырех плоско залегающих слоев. Горизонтальное изменение силы тяжести вызвано латеральными вариациями плотности [50].

Локальная волнистость (ундуляции) геоида дает ценную информацию о структурах, присутствующих под землей. С другой стороны, крупномасштабные понижения и повышения поверхности геоида, определенные по результатам спутниковых наблюдений, отражают глубинные аномалии плотности, источник которых должен находиться в мантии (см. рис. 3.19).

**3.2.6. Плотность горных пород.** Любые геологические условия, приводящие к горизонтальным изменениям плотности, будут вызывать горизонтальные вариации силы тяжести, или *аномалию силы тяжести*. Это иллюстрирует рис. 3.4, где плоское залегание слоев искажается структурным поднятием. Поэтому для интерпретации аномалий силы тяжести необходимо оценить различия в плотности (перепады плотности) между породами в геологическом разрезе; только после этого можно будет высказывать предположения об их структуре.

Объемная плотность породы определяется тремя факторами: плотностью зерен минералов, образующих массу породы, пористостью и составом и свойствами флюидов, присутствующих в поровом пространстве.

У большинства осадочных пород плотность в значительной степени определяется их пористостью. Поэтому необходимо различать «объемную» плотность и плотность «зерен»  $\rho_g$ . Далее, обычно различаются объемные плотности во влажном состоянии и в сухом состоянии. Объемная плотность породы в сухом состоянии  $\rho_d$  относится к образцам в полностью свободном от влаги состоянии, в то время как объемная плотность во влажном состоянии  $\rho_w$  предполагает, что образцы полностью насыщены водой. Зависимость между  $\rho_g$ ,  $\rho_d$  и  $\rho_w$  выражается следующими формулами:

$$\rho_d = \rho_g (1 - P), \quad (3.12)$$

$$\rho_w = \rho_d + Pa, \quad (3.13)$$

где  $P$  — часть объема, занятая порами, и  $a$  — часть порового объема, заполненная водой.

В случае очень пористых материалов различие между  $\rho_d$  и  $\rho_w$  может достигать 30%. Для большинства пород ниже уровня подземных вод лучше использовать значения объемной плотности во влажном состоянии. Как правило, пористость будет уменьшаться с увеличением консолидации и литификации осадочных отложений. Поэтому плотность осадочных пород увеличивается от низких значений (2000 кг/м<sup>3</sup> и меньше) в случае более молодых неконсолидированных осадков до значений, приближающихся к плотностям минеральных зерен, в более древних породах. В частности, у глинистых сланцев и глин наблюдается почти линейное изменение плотности с глубиной залегания.

Таблица 3.1. Плотности горных пород и минералов

Тип породы или минерал	Плотность (во влажном состоянии), $10^3 \text{ кг/м}^3$	Примечания
Песок	1,6—2	Данные взяты главным образом из компиляции Парасниса [52]
Морена	1,5—2	
Песчаники (мезозойские)	2,15—2,4	
Песчаники (палеозойские и более древние)	2,35—2,65	
Кварцит	2,60—2,70	
Известняк (плотный)	2,5—2,75	
Глинистые сланцы (более молодые)	2,1—2,6 (2,4) <sup>1)</sup>	
Глинистые сланцы (более древние)	2,65—2,75 (2,7)	
Гнейс	2,6—2,9 (2,7)	
Базальт	2,7—3,3 (2,98)	
Диабаз	2,8—3,1 (2,96)	Эти данные взяты из таблиц в работе Кларка [17]
Серпентинит	2,5—2,7 (2,6)	
Гипс	2,3	
Ангидрит	2,9	
Каменная соль	2,1—2,4 (2,2)	
Сфалерит	4,0	
Хромит	4,5—4,8	
Пирит	4,9—5,2	
Гематит	5,1	
Магнетит	4,9—5,2 (5,1)	
Галениг	7,4—7,6	
Гранит	2,52—2,81 (2,67)	
Гранодиорит	2,67—2,79 (2,72)	
Сиенит	2,63—2,90 (2,76)	
Кварцевый диорит	2,68—2,96 (2,81)	
Габбро	2,85—3,12 (2,98)	
Перидотит	3,15—3,28 (3,23)	
Дунит	3,20—3,31 (3,28)	
Эклогит	3,34—3,45 (3,39)	

<sup>1)</sup> В скобках даны принятые средние значения.

ния. В табл. 3.1 приведены обычно встречающиеся значения плотностей типичных пород и породообразующих минералов.

Выполнить представительное определение плотности не всегда просто, поскольку трудно находить образцы свежих, невыветрившихся пород. Там, где это возможно, лабораторные определения следует дополнять определениями плотности в естественных условиях. Ниже (разд. 3.3.8) описываются различные полевые методы для определения плотности в естественных условиях. Когда нет никакой другой информации о плотностях, для оценки плотностей горных пород при известных скоростях продольных сейсмических волн можно использовать соотношение Нейфа — Дрейка или Вулларда (см. рис. 2.7) между скоростью  $P$ -волн и плотностью.

### 3.3. Измерения силы тяжести и введение поправок в данные

**3.3.1. Абсолютные измерения.** Эксперимент по определению абсолютного значения  $g$  в какой-то точке на Земле с точностью, лучшей чем  $10^{-6}$ , должен проводиться с огромнейшей тщательностью. Почти во всех первых определениях использовались различные маятники, период колебания которых связан с величиной  $g$ .

Любое реальное тело, которое может совершать колебания около некоторой точки опоры, представляет собой физический маятник. Если на противоположных концах качающегося маятника можно найти любые две точки  $P$  и  $P'$ , такие, что периоды колебаний около них  $T$  равны, то расстояние  $PP'$  дает длину  $l$  эквивалентного математического маятника, а значение  $g$  можно определить из формулы

$$T = 2\pi \sqrt{l/g}. \quad (3.14)$$

Описанный выше принцип впервые использовал Кейтер в 1818 г. для измерения абсолютного значения  $g$  в Лондоне. Метод Кейтера явился основой для измерений, выполненных в Потсдаме Кюненом и Фуртвенглером [44]. Эти измерения привели к принятию Потсдамского стандартного значения  $g = 981,274$  Гал, пересмотренного в 1967 г. и ставшего равным 981,260 Гал ( $= 9,81260$  м/с<sup>2</sup>). Наблюдения с маятником очень утомительны. Несмотря на использование самых лучших имеющихся методов измерения времени и длины, эти абсолютные определения, согласно оценке, в лучшем случае имеют точность в пределах 1,0—1,5 мГал (т. е. 10—15 мкм/с<sup>2</sup>).

Другой прямой способ измерения  $g$  состоит в определении времени свободного падения тела при известном расстоянии. Интервал времени можно измерить с достаточной точностью электронными устройствами, а дистанцию свободного падения — оптическим интерферометром. Эксперимент выполняется в вакуумной камере. Воле [78] использовал метод падающего тела для определения  $g$  с точностью около  $10^{-7}$ .

Одним введенным улучшением явилось подбрасывание тела вверх вместо его свободного падения. В этом случае тело будет проходить один и тот же уровень дважды — при движении вверх и при возвращении вниз. Пусть моменты времени, в которые тело проходит два уровня  $h_1$  и  $h_2$ , равны  $t_1$  и  $t_2$  при движении вверх и  $t_3$  и  $t_4$  при движении вниз. Тогда значение  $g$  определяется выражением

$$g = \frac{8(h_2 - h_1)}{(t_4 - t_1)^2 - (t_3 - t_2)^2}. \quad (3.15)$$

Точность значения силы тяжести, полученного этим методом, согласно литературным данным, достигает 0,006 мГал. Однако поле силы тяжести, через которое движется тело, не однородно между двумя уровнями, так что уравнение (3.15) не является строгим. Например, если разность высот этих двух уровней равна 1 м, то значение  $g$  между ними будет различаться на 0,3 мГал (разд. 3.3.6). Значение  $g$ , рассчитанное из уравнения (3.15), относят к средней точке между этими двумя уровнями.

**3.3.2. Относительные измерения.** Разности силы тяжести определять значительно легче, чем абсолютные значения. Обращаясь к уравнению (3.14), легко видеть, что если один и тот же маятник совершает колебания при идентичных условиях в двух точках, где значения силы тяжести  $g_1$  и  $g_2$ , то соответствующие периоды  $T_1$  и  $T_2$  будут связаны уравнением

$$g_1/g_2 = T_2^2/T_1^2. \quad (3.16)$$

Поэтому при малых изменениях периода разность значений силы тяжести можно рассчитывать с помощью эквивалентного уравнения

$$g_2 - g_1 = \Delta g = - \frac{2g_1(T_2 - T_1)}{T_1}. \quad (3.17)$$

При использовании уравнения (3.17) разность значений силы тяжести в двух точках можно определить точнее, чем саму силу тяжести, поскольку точность  $\Delta g$  в этом случае зависит главным образом от точности определения  $\Delta T$  (т. е.  $T_2 - T_1$ ). Используя хронометры в качестве стандартных устройств для измерения времени и тщательно соблюдая условия идентичности эксперимента, с помощью маятника можно обеспечивать точность относительных измерений примерно в 0,1 мГал. После разработки других, более точных приборов, которые позволяют и более быстро выполнять относительные измерения, маятниковые приборы стали играть лишь второстепенную роль в измерениях силы тяжести, обеспечивая калибровочные стандарты для других приборов.

**3.3.3. Гравиметры.** Потребности разведочной геофизики (главным образом для поисков нефти) привели к разработке весьма точных, портативных и быстродействующих приборов для измерения малых изменений силы тяжести. Такие приборы (названные гравиметрами) позволяют измерять  $\Delta g$  с точностью 0,01 мГал. Огромное увеличение числа точек измерения силы тяжести на Земле в последние годы полностью обусловлено разработкой этих приборов.

В принципе гравиметр представляет собой очень чувствительное взвешивающее устройство, чувствительным элементом которого по существу служит пружина, поддерживающая фиксированную массу. Поскольку смещения массы, создаваемые малыми изменениями силы тяжести, очень малы (порядка  $10^{-10}$  м), то главной проблемой при конструировании гравиметров является достижение необходимой чувствительности.

Для измерения чрезвычайно малых изменений длины пружины, создаваемых малыми изменениями силы тяжести, используются системы двух основных типов: 1) устойчивая, или *статическая*, система, в которой для обеспечения необходимой чувствительности используется большое оптическое или механическое увеличение; 2) неустойчивая, или *астазированная* система, в которой действует сила, уравнивающая массу, в результате чего система легко выводится из равновесия и малые изменения силы тяжести создают относительно большие наблюдаемые смещения.

Большинство применяемых в настоящее время гравиметров относится к астазированной (неустойчивому) типу. Одним из наиболее широко используемых приборов является гравиметр Уордена (рис. 3.5). В нем изменение силы тяжести определяется по силе, необходимой для возвращения чувствительного элемента в стандартное нулевое положение. Все важнейшие элементы гравиметра Уордена изготавливаются из кварца и являются очень легкими. Влияние температуры на работу системы снижается встроенным устройством автокомпенсации, а, кроме того, вся система помещена в небольшой герметичный термостат. Общая масса прибора, включая его внешний корпус, — около 5 кг. Отсчеты снимаются с точностью до 0,01 мГал, причем модель, применяемая в разведочной геофизике, имеет диапазон круговой шкалы, равный 100 мГал. Специальная модель, предназначенная для геодезических работ, имеет диапазон измерений около 5500 мГал, так что можно измерять большие разности  $g$ , хотя и с меньшей точностью. Описание конструкции Уордена и некоторых других гравиметров можно найти в книге [23].

Отсчеты по гравиметру в любой точке зависят от места установки круговой шкалы и не связаны с абсолютным значением силы тяжести в этой точке. Если гравиметр переносит в течение нескольких часов или даже оставляют без движения на одном месте, а затем берут по нему отсчет в том же месте, то показание его изменится. Если с периодом в несколько часов в одном и том же месте взять дополнительные отсчеты и построить график изменения измеренной силы тяжести со временем, то можно заметить, что точки, как правило, укладываются на плавную кривую. Это непрерывное изменение показаний прибора со временем называется *дрейфом* (или *смещением нуля-пункта*)



Рис. 3.5. Исследования с гравиметром Уордена в Гренландии.

и вызывается тем фактом, что пружины гравиметров не являются идеально упругими и испытывают медленную ползучесть за большие периоды времени. Дрейф показаний гравиметров со временем частично включает в себя и приливные вариации, т. е. циклические изменения силы тяжести на поверхности Земли, вызываемые притяжением Солнца и Луны.

Обычный метод введения поправок для учета смещения нуль-пункта заключается в проведении повторных измерений на опорной точке с интервалами 1—2 ч. По такой кривой можно получать отсчет для опорной станции, соответствующий времени, когда в той или иной точке производились измерения силы тяжести, и определять искомые разности значений силы тяжести. Пример кривой дрейфа гравиметра Уордена приводится на рис. 3.6.

Поскольку все показания гравиметров выражаются в произвольных делениях шкалы, то для их представления в миллигалах необходима калибровка. Значение калибровочной посто-

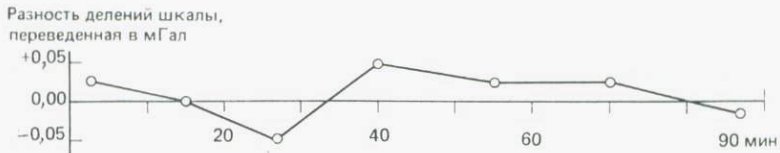


Рис. 3.6. Типичная кривая дрейфа гравиметра Уордена (1 мГал=10 ге).

янной (цены деления) для каждого прибора дается изготовителем, но поскольку оно может изменяться со временем вследствие эффекта ползучести в пружинах, то обычно время от времени необходимо производить проверки. Для проверки цены деления чаще всего берут отсчеты по гравиметру между двумя точками, разность в значениях силы тяжести для которых точно известна по маятниковым измерениям. Более удобным, но менее точным методом является снятие показаний прибора в верхней и нижней частях башни или высокого здания. В этом случае можно показать (разд. 3.3.6), что разность значений силы тяжести  $\Delta g$  будет равна  $0,3086h$  мГал, где  $h$  — разность высотных отметок (в метрах) между двумя точками наблюдений.

**3.3.4. Измерения силы тяжести в движении.** Наши представления о гравитационном поле Земли были бы очень ограниченными, если бы измерения силы тяжести не охватывали покрытые водой области, включая глубокие моря. Первые измерения силы тяжести на подводной лодке произвел Венинг-Мейнес [75], использовавший оригинальную маятниковую систему. Такие приборы, устанавливаемые на подводных лодках и имевшие точность 2—3 мГал, в течение нескольких десятилетий использовались для сбора данных о силе тяжести на море [76], [82]. В настоящее время они уже вышли из употребления. Современные измерения выполняются различными типами подводных и набортных гравиметров. Их краткие описания даны в работе [23].

Наборными судовыми системами, наиболее широко применяемыми в морской гравиразведке, являются гравиметры Лакоста — Ромберга и «Аскания» GSS-3, устанавливаемые на гироскопически стабилизированных платформах. Главным фактором, ограничивающим точность измерений на море, является ускорение, создаваемое движением судна. При ускорениях судна порядка  $0,2g$  или меньше оно составляет около 1 мГал.

Недавно проведены удовлетворительные испытания систем аэрогравиметрической съемки с вертолетов. В последние годы производственные съемки для геофизической рекогносцировки выполнялись с точностью около 1,5 мГал [38].

**3.3.5. Полевые работы.** *Размещение точек наблюдений и расстояния между ними.* Одним из наиболее важных вопросов при гравиметрической съемке является размещение точек наблюдений и выбор расстояний между ними. Если это возможно, то гравиметр планируется устанавливать в узлах квадратной сетки, причем шаг сетки  $s$  зависит главным образом от глубины  $h$  геологического объекта, характеристики которого нужно определять. Легко запомнить правило, согласно которому  $s$  должно быть  $\leq h$ . При крупномасштабных работах, охватывающих площади в несколько тысяч квадратных километров и имеющих целью картирование региональных и глобальных структур земной коры, измерения выполняются с использованием автомобиля или вертолета (или корабля на море) при расстояниях между точками наблюдений от нескольких километров до десятков километров. С другой стороны, при мелко-масштабных съемках для детализации локальных структурных образований значения  $s$  могут быть от нескольких десятков до сотен метров. Когда проводится рекогносцировочная съемка при разведке нефти,  $s$  обычно имеет порядок 1 км.

Всегда желательно не размещать точку наблюдений вблизи заметных неровностей рельефа, которые могут оказывать значительное влияние на отсчеты силы тяжести. Это следует делать главным образом для минимизации поправок, которые необходимы, чтобы учесть влияние массы данной формы рельефа на значения силы тяжести. Такие поправки рассматриваются в разд. 3.3.6.

*Нивелирование.* Для приведения отсчетов силы тяжести к уровню моря или любому произвольному опорному уровню, как это описывается позже, необходимо точно знать географические координаты и высотные отметки точек установки гравиметра. Для этого требуется большой объем топографических работ. Как правило, необходимо проводить обычное нивелирование, но в некоторых случаях достаточным является барометрическое нивелирование. Для получения данных о плотностях пород, необходимых при введении высотных и топографических поправок, нужны и некоторые геологические рекогносцировочные исследования, а также невыветрелые образцы пород. При морских гравиметрических съемках для определения координат точек наблюдений требуются сложные радио- или радиолокационные системы.

Процедура полевых измерений силы тяжести сходна с процедурой определения высотных отметок. Разности значений силы тяжести  $\Delta g$  после учета сползания нуля-пункта (см. выше) определяются по сети точек наблюдений, связанных с начальной точкой (опорной станцией). Ошибки замкнутых ходов этой сети (невязки) корректируются методом наименьших квадратов,

примерно так же, как и в случае сетей геодезического нивелирования. Конечным результатом полевых работ является сеть точек, для которых определены значения  $\Delta g$ . Перед объединением этих точек в карты, пригодные для использования, в значения  $\Delta g$  следует вводить поправки, учитывающие некоторые хорошо известные эффекты.

**3.3.6. Поправки к значениям силы тяжести.** Полевые данные о разностях силы тяжести между произвольной опорной точкой и серией точек наблюдений включают в себя различные посторонние эффекты, не связанные с геологическим разрезом. Например, влияния несферичности Земли и изменений высотных отметок и рельефа необходимо тщательно исключать из результатов наблюдений, прежде чем приступать к серьезным попыткам любой геофизической интерпретации. Этот процесс введения поправок (или так называемая редукция данных) в настоящее время является хорошо установившейся повседневной процедурой при любой гравиметрической съемке. Необходимо вводить следующие поправки: 1) поправку за широту, 2) поправку за свободный воздух, 3) поправку Буге и иногда 4) поправку за рельеф.

*Поправка за широту.* Эта поправка вводится для того, чтобы исключить эффект увеличения силы тяжести от экватора к полюсам, о котором говорилось выше. Основой этой поправки является формула силы тяжести Международного геодезического и геофизического союза (см. уравнение (3.96)). Опубликованы таблицы нормальных значений силы тяжести на уровне моря, из которых по широтам точек наблюдений, указанным на карте местоположений этих точек, непосредственно определяются такие поправки.

Если съемка имеет ограниченную протяженность и охватывает с севера на юг расстояния всего в несколько километров, то удобнее использовать следующий поправочный коэффициент (полученный дифференцированием уравнения (3.96)):

$$C_{\varphi} = \frac{1}{R} \frac{dg}{d\varphi} = 0,812 \sin 2\varphi \text{ мГал/км (север—юг)}, \quad (3.18)$$

где  $R$  — радиус Земли и  $\varphi$  — широта произвольной опорной станции.

Эта поправка должна вычитаться из измеренной разности значений силы тяжести или прибавляться к ней в зависимости от того, находится ли точка наблюдений на более высокой или более низкой широте, чем опорная станция. Для средних широт она примерно равна 0,08 мГал/100 м, что дает представление о точности, с которой необходимо знать относительные положения точек наблюдений.

*Поправка за свободный воздух.* Эта поправка учитывает

вертикальное уменьшение силы тяжести с увеличением высоты пункта наблюдения. Основой этой поправки является обратная квадратичная зависимость от расстояния в законе Ньютона (уравнение (3.3)). Если  $g_0$  — сила тяжести на уровне приведения (обычно, но не обязательно, на уровне моря), то на высоте  $h$  выше этого уровня сила тяжести будет равна

$$g = g_0 \frac{R^2}{(R+h)^2} \simeq g_0 \left(1 - \frac{2h}{R}\right), \quad (3.19)$$

где  $R$  — радиус Земли. Для малых разностей высот поправка за свободный воздух равна

$$C_{св} = 2g_0 h / R = 0,3086h \text{ мГал}, \quad (3.20)$$

где  $h$  — высотная отметка в метрах.

Эта поправка должна прибавляться к измеренной разности значений силы тяжести, если точка наблюдений находится выше плоскости приведения, и вычитаться в противоположном случае. Чтобы значения  $\Delta g$  были измерены с точностью порядка 0,1 мГал (1 ге), разности высотных отметок нужно знать с точностью  $\sim 0,33$  м.

*Поправка Буге.* Введением поправки Буге учитывается притяжение материала промежуточного слоя, находящегося между уровнем приведения и уровнем точки измерения. Это притяжение можно приближенно выразить, считая промежуточный слой горизонтальной плитой с толщиной, равной разности высотных отметок  $h$  между уровнем приведения и точкой наблюдений. Гравитационное притяжение такого слоя традиционно называется эффектом Буге (в честь Пьера Буге, который первым обнаружил этот эффект в ходе измерений в Андах), и определяется выражением

$$C_B = 2\pi G \rho h = 0,0419h\rho \cdot 10^{-3} \text{ мГал}, \quad (3.21)$$

где  $h$  — высота (в м) и  $\rho$  — плотность материала слоя (в  $\text{кг/м}^3$ ).

Рис. 3.7 позволяет видеть, что притяжение, обусловленное избыточной массой промежуточного слоя, будет вносить положительный вклад в значение силы тяжести, наблюдаемое на более высокой точке, такой как  $P$ . Поэтому поправка Буге имеет знак, противоположный знаку поправки за свободный воздух. Если плотность материала земной коры равна типичному для него значению  $2670 \text{ кг/м}^3$ , то  $C_B = 0,1118 \text{ мГал/м}$ . Это меньше, чем градиент в свободном воздухе ( $0,3086 \text{ мГал/м}$ ); поэтому значение  $g$ , измеренное на земной поверхности, все же уменьшается с увеличением высоты и степень его уменьшения — около  $0,2 \text{ мГал/м}$ . Поправки Буге недостаточно для точек наблюдений в районах с изрезанным рельефом, и ее следует дополнять еще одной поправкой за отклонение рельефа поверхности от плоскости.



Рис. 3.7. Поправка Буге и поправка за рельеф. Поправка Буге учитывает гравитационный эффект промежуточной массы между точкой наблюдений  $P$  и уровнем приведения  $B$ . Поправка за рельеф учитывает влияния топографических поднятий (3, 4) и понижений (1, 2) [53].

**Поправка за рельеф.** Эта поправка учитывает притяжение таких топографических форм, как холмы и долины, расположенные в окрестности точки наблюдений  $P$  (рис. 3.7). Холмы, поднимающиеся выше уровня  $P$ , будут создавать направленную вверх компоненту притяжения, уменьшающую гравитационное притяжение остальной части Земли. Любая долина ниже точки  $P$  соответствует полости (отрицательной массе) в слое Буге, которая также ведет к уменьшению значения силы тяжести в точке  $P$ . Поправка за рельеф  $C_p$  в обоих случаях положительна и должна прибавляться к измеренной разности значений силы тяжести.

Поправки за рельеф обычно получают, разбивая область вокруг точки наблюдений на сектора, ограниченные концентрическими окружностями, с подходящими угловыми интервалами  $\Phi$ . Абсолютная величина разности средних высотных отметок  $\Delta h$  между каждым сектором и точкой измерения определяется по топографической карте. Соответствующая поправка за притяжение материала в таком сегменте равна

$$C_p = G\rho\Phi(r_2 - r_1) + \sqrt{r_1^2 + (\Delta h)^2} - \sqrt{r_2^2 + (\Delta h)^2}, \quad (3.22)$$

где  $r_1$ ,  $r_2$  — радиусы внутренней и внешней окружностей, ограничивающих сегмент, а  $\rho$  — плотность материала сегмента.

Значения подкоренных выражений из уравнения (3.22) опубликованы в виде таблиц в работах Хаммера [36] и Хаалька [35]. В последние десятилетия разработаны различные процедуры введения поправок за рельеф с использованием ЭВМ, для которых предпочтительно подразделение на прямоугольные сетки. Кейн [41] и Кетелаар [43] рассмотрели применимость и точность этих методов.

Когда сила тяжести измеряется на поверхности моря, топографический эффект рельефа морского дна проявляется иначе. Эффект Буге и поправка за рельеф рассчитываются так, как если бы вода заменялась породой. Пример введения поправки за рельеф на море приводится в работе Неттлтона [50].

### 3.3.7. Аномалии «в свободном воздухе» и аномалии Буге.

В геодезических исследованиях и региональных съемках под аномалией силы тяжести обычно подразумевают разность между наблюдаемым значением  $g$  в некоторой точке и теоретическим значением, определяемым по формуле силы тяжести Международного геодезического и геофизического союза 1967 г. (уравнение (3.9б)) для той же точки. Наблюдаемое значение силы тяжести определяется в результате относительных измерений силы тяжести (отсчеты гравиметров) по отношению к некоторым основным опорным станциям, где ранее были выполнены абсолютные измерения. Если  $g_{\text{набл}}$  — значение силы тяжести, наблюдавшееся на земной поверхности на высоте  $h$ , то прежде, чем его можно будет сравнивать с теоретическим значением для той же широты  $g_{\text{т}}$ , его нужно привести к уровню моря.

Если введена только поправка за свободный воздух  $C_{\text{св}}$ , то мы определяем *аномалию в свободном воздухе*  $\Delta g_{\text{св}}$ , а именно

$$\Delta g_{\text{св}} = g_{\text{набл}} + C_{\text{св}} - g_{\text{т}}. \quad (3.23)$$

Иногда гравиметрические данные представляют в виде карты аномалий в свободном воздухе без учета рельефа выше уровня моря. Это обычно делают в том случае, когда исследуются океаны и континентальные шельфы. Любая карта аномалий в свободном воздухе при наблюдениях на суше будет отражать сильную корреляцию с местным рельефом. В прошлом большинство измерений силы тяжести на море выполнялось маятниковыми приборами Венинг-Мейнеса на погружившихся подводных лодках. Для этих точек в измеренное значение силы тяжести нужно вводить поправку для приведения его вверх к уровню моря, вычитая  $C_{\text{св}}$  и прибавляя член, равный удвоенному притяжению слоя воды выше подводной лодки, т. е.  $4\pi G \rho d$ , где  $\rho$  — плотность морской воды и  $d$  — глубина подводной лодки.

При измерениях силы тяжести на суше обычно вводят поправки за свободный воздух  $C_{\text{св}}$ , Буге  $C_{\text{Б}}$  и за рельеф  $C_{\text{р}}$  для приведения наблюдаемого значения силы тяжести  $g_{\text{набл}}$  к опорному геоиду (среднему уровню моря). Тогда *аномалия Буге*  $\Delta g_{\text{Б}}$  выражается в виде

$$\Delta g_{\text{Б}} = g_{\text{набл}} + C_{\text{св}} - C_{\text{Б}} + C_{\text{р}} - g_{\text{т}}. \quad (3.24)$$

Эта аномалия будет нулевой, если горизонтальные изменения плотности пород ниже уровня моря отсутствуют. Аномалия Буге, отличная от нуля, может отражать влияние латеральных изменений плотности пород ниже уровня моря или указывать на то, что действительная плотность пород выше уровня моря отличается от использованной при вычислении поправки Буге и поправки за рельеф.

В мелкомасштабных (детальных) гравиметрических исследованиях, связанных, например, с локальными структурами или разведочными задачами, введение поправок в данные обычно делается по отношению к любой удобной опорной точке, которой приписывается произвольное значение силы тяжести. Определяются разности значений силы тяжести  $\Delta g_{\text{набл}}$  относительно опорной точки, а затем вводятся необходимые поправки, рассмотренные в предыдущем разделе. Полученные в результате аномальные значения будут отличаться от истинных значений аномалии Буге только на постоянную величину.

**3.3.8. Определение плотности в полевых условиях.** Для определения и поправки Буге, и поправки за рельеф требуется априори оценить плотность приповерхностного материала в интервале разностей высотных отметок в исследуемом районе. Прямой отбор образцов приповерхностных пород на большой площади является очень трудной задачей, а сделанная по ним оценка плотности может и не быть представительной для материала пород, залегающих даже на небольших глубинах. Поэтому для определения плотности пород в естественных условиях разработаны различные полевые методы. Одним из них является отработка с гравиметром «профиля плотности». Этот метод состоит в выполнении измерений вдоль профиля в близко расположенных точках над какой-нибудь формой рельефа. Затем измеренные значения силы тяжести приводятся к опорному уровню с различными значениями плотности. Критерием истинной плотности (рис. 3.8) является то, что она дает самую гладкую приведенную кривую аномалии Буге и не имеет видимой (прямой или обратной) корреляции с рельефом местности. Достоинство метода заключается в выполнении оценки по сравнительно большой массе приповерхностного материала. В районах, где формы рельефа связаны с аномальной литологией, значения плотности, определенные таким образом, могут не быть представительными.

Для прямого измерения плотности пород в буровой скважине часто используется «зонд плотностного каротажа», основанный на принципе рассеяния гамма-излучения [5]. Этот зонд состоит из источника гамма-излучения (обычно кобальт) на одном своем конце и счетчика Гейгера на другом. Зонд покрыт толстым свинцовым экраном, который имеет две щели, расположенные таким образом, что излучение от источника приходит к счетчику Гейгера только после отклонения его толщей пород вследствие комптоновского рассеяния. Интенсивность рассеянного излучения зависит от концентрации электронов в породе, которая в свою очередь пропорциональна плотности породы.

Только скважинный гравиметр мог бы давать информацию о плотности по большому объему пород, чем может охватывать

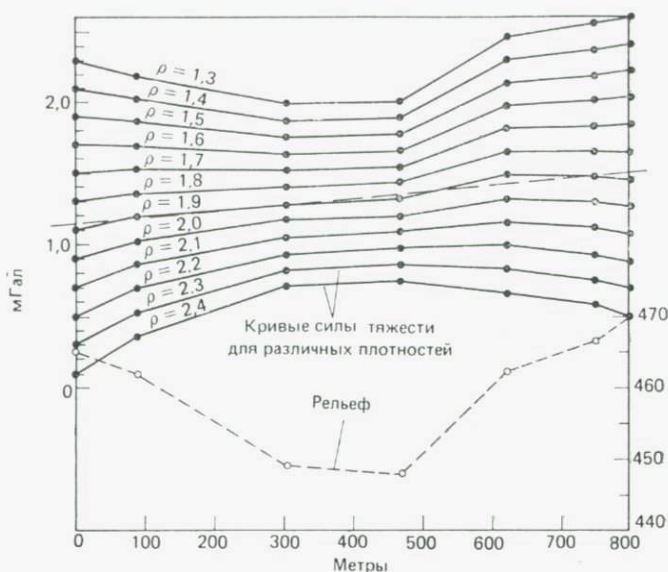


Рис. 3.8. Метод измерения плотности поверхностных пород с помощью гравиметра. Этот профиль показывает, что плотность  $\rho$  равна  $1,9 \text{ г/см}^3$  [48].

прибор плотностного каротажа. В последние годы появились два типа скважинных гравиметров — скважинный гравиметр ESSO и скважинный гравиметр Лакоста — Ромберга. Оба прибора выполняют измерения силы тяжести с точностью, лучшей чем  $0,01 \text{ мГал}$ . Для редукции результатов скважинных измерений силы тяжести, выполненных на двух уровнях, расстояние между которыми  $\Delta h$ , имеется следующая основа. После введения поправок за свободный воздух, рельеф и другие известные эффекты, которые могли бы объяснить часть наблюдаемой разности значений силы тяжести, оставшаяся разность  $\Delta g_r$  можно объяснить притяжением бесконечного горизонтального слоя толщиной  $\Delta h$ . Плотность этого слоя определяется по формуле

$$\rho = \Delta g_r / 4\pi G \Delta h. \quad (3.25)$$

На практике бывает необходимо вводить дополнительные поправки для учета отклонения скважины (от вертикали) и наклона пластов. Информация о плотности, полученная с помощью скважинной гравиметрии, находит применение, в частности, при добыче углеводородов и исследованиях коллекторов нефти и газа. Примеры применения скважинной гравиметрии приводятся в работах [22, 59].

### 3.4. Изостазия и толщина земной коры

Уже на заре гравиметрических измерений обнаружилось, что аномалии Буге даже после тщательного исключения эффектов, обусловленных высотой и видимым рельефом, систематически коррелируют с рельефом по обширным областям. В возвышенных районах аномалии Буге почти всегда отрицательны, в то время как над океаническими бассейнами они характеризуются большими положительными значениями. Над сушей вблизи уровня моря средняя аномалия Буге близка к нулю, но для обширных областей с высоким рельефом эти аномалии достигают подчас нескольких сотен миллигал. Существование таких аномалий может лишь означать, что породы, слагающие возвышенные области, имеют плотность ниже средней, а под океаническими бассейнами плотность пород выше средней. Это является примером важного принципа компенсации структур земной поверхности распределениями массы под землей.

**3.4.1. Концепция изостази.** По-видимому [24], Леонардо да Винчи первым понял, что видимые массы земной поверхности находятся в равновесии. П. Буге и Р. Боскович значительно позже пришли к тому же выводу. Однако определяющие идеи о компенсации масс под горами и объяснения того, каким образом такие крупные формы рельефа могут поддерживаться Землей, появились позже, в 1850-х годах, в результате анализа отклонений линии отвеса при проведении геодезической съемки в Северной Индии.

Если бы Гималаи действительно создавали дополнительную нагрузку, наложенную на жесткое основание, то линия отвеса (рис. 3.9) должна была бы отклоняться в направлении этого горного хребта на величину, соответствующую поверхностной нагрузке, обусловленной горой. Однако измерения Пратта [57] показали, что наблюдаемое отклонение значительно меньше и равно примерно одной трети от ожидаемого.

Для объяснения этих наблюдений дефицитом массы под горами почти одновременно были выдвинуты две различные гипотезы. В соответствии с гипотезой Пратта воздымание Гималаев произошло таким образом, что чем выше гора, тем меньше ее средняя плотность. Обобщая свою теорию, он выдвинул предположение, что ниже уровня моря земная кора тянется до некоторой постоянной глубины, а ее плотность меняется с изменением высоты рельефа (рис. 3.10). В качестве геологического подтверждения этого явления он постулировал, что горы формировались посредством удлинения вертикальных блоков земной коры без изменения их массы. Поэтому выше некоторого постоянного уровня (так называемой глубины компенсации) все эти блоки имеют одну и ту же массу.

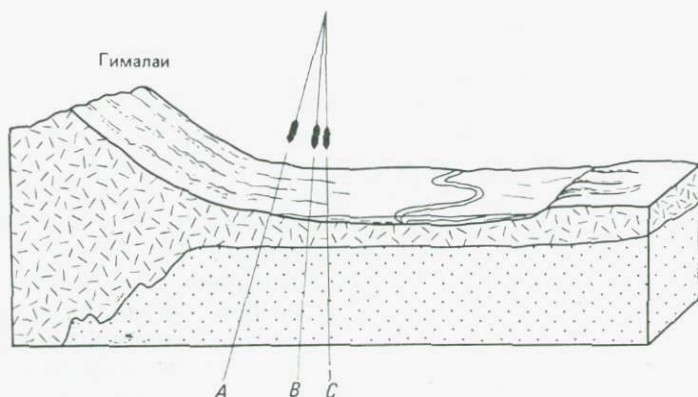


Рис. 3.9. Отклонение отвесной линии Гималаями: *A* — теоретическое отклонение, которое вызывалось бы массой горы; *B* — наблюдаемое отклонение, которое явно меньше из-за наличия «корня» гор; *C* — неотклоненное положение.

В модели Пратта высота  $h$  рельефа земной коры выше уровня моря связана с плотностью коры  $\rho$  следующим образом:

$$\rho(H+h) = \rho_n H, \quad (3.26)$$

где  $\rho_n$  — плотность блока коры мощностью  $H$ , протягивающегося от уровня моря до глубины компенсации.

В соответствии с теорией компенсации Эйри [3] Гималайский хребет имеет под собой «корень» из легкого материала, так что общая масса под горной структурой не больше, чем под соседней низменностью. Из его теории также следует, что чем выше гора, тем глубже должен проникать ее корень в более плотный субстрат. Это было бы возможно, если бы субстрат вел себя как жидкость, а более легкая горная масса плавала по этому более плотному субстрату, как айсберг в воде. Глубина



Рис. 3.10. Изостазия: гипотезы Эйри (слева) и Пратта (справа). В модели Пратта [57] земная кора протягивается до постоянной глубины; плотность меняется с изменением высоты рельефа. В модели Эйри [3] подошва коры соответствует растянутому зеркальному отражению рельефа. (Из работы [26] с изменениями.)

компенсации зависит от толщины этого «корня». Если использовать обозначения рис. 3.10, то дополнительную толщину коры  $h_a$  (корень) можно найти, если приравнять массу на единицу площади двух блоков до глубины компенсации, т. е.

$$\rho_c(h+H+h_a) = \rho_c H + \rho_s h_a, \quad (3.27)$$

или

$$h_a = h\rho_c / (\rho_s - \rho_c), \quad (3.28)$$

где  $\rho_s$  — плотность субстрата ниже коры по Эйри.

Если значение  $\rho_c$  для среднего столба коры принять равным  $2850 \text{ кг/м}^3$ , а  $\rho_s$ , скажем, мантии — равным  $3300 \text{ кг/м}^3$ , то  $h_a = 6,3h$ . Следовательно, подошва коры соответствует растянутому зеркальному отражению рельефа поверхности.

Термин «изостазия» был впервые введен в 1889 г. американским геологом Даттоном для описания состояния гидростатического равновесия ниже некоторой глубины внутри Земли. Как мы увидим ниже, существование изостатических движений, оказывающих влияние на кору, показывает, что в относительно податливой области ниже глубины компенсации, называемой *астеносферой*, есть возможность для развития горизонтального течения. В противоположность этому вышележащая относительно прочная *литосфера* должна достигать равновесия или посредством упругого изгиба, или путем комбинации разрыва и течения.

#### 3.4.2. Проверка изостазии измерениями силы тяжести.

Спустя несколько десятилетий с измерением силы тяжести над континентами и океанами началась новая фаза в изучении изостазии. Общий характер аномалий Буге  $\Delta g_B$ , которые над горными областями являются в основном отрицательными (для Альп  $\Delta g_B \sim -110 \text{ мГал}$ ), а над океанами — большими и положительными (в восточной части Атлантического океана  $\Delta g_B \sim +270 \text{ мГал}$ ), не вызывал особого удивления. Те, кто выступал в защиту изостазии, уже предсказывали, что средняя плотность земной коры под горами меньше, а под океанами больше, чем под плоскими низменностями.

Особое значение имеет исследование региональных вариаций силы тяжести и их связи с видимым рельефом и толщиной коры. Рис. 3.11 иллюстрирует связь аномалий Буге с высотными отметками поверхности для площадей размерами  $3^\circ \times 3^\circ$  на различных континентах [81]. Заметный разброс (около  $80 \text{ мГал}$ ) значений аномалии Буге для любой высоты мог быть связан с распределением масс ниже уровня моря.

Выбирая тот или иной механизм изостазии, можно рассчитать гравитационный эффект компенсирующих масс и исключить его из аномалии Буге. Получаемая в результате аномалия

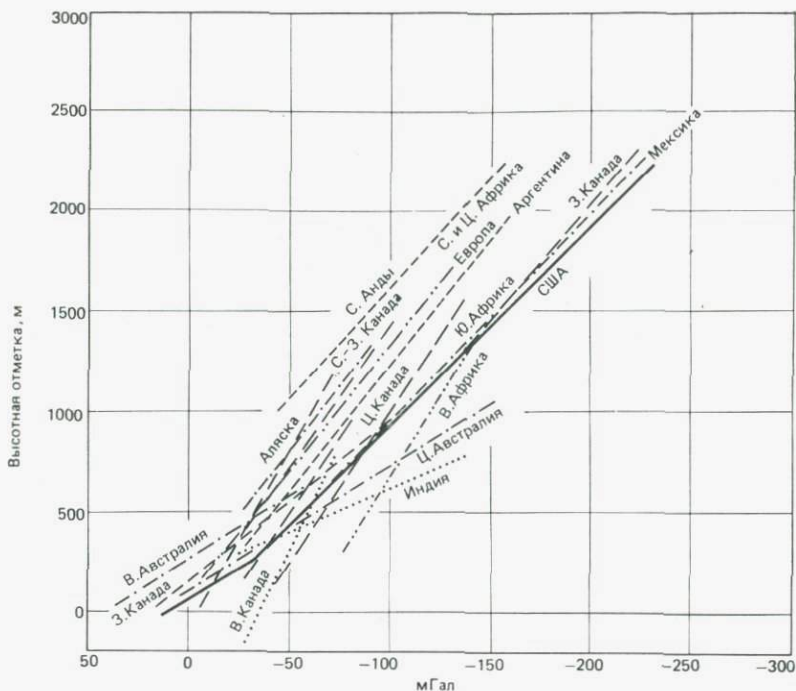


Рис. 3.11. Наблюдаемое соотношение между средними значениями аномалии Буге по квадратам  $3^{\circ} \times 3^{\circ}$  и средними высотными отметками для различных регионов [81].

силы тяжести, названная *изостатической аномалией*, была бы нулевой, если бы компенсация была полной. Сравнение аномалий Буге, аномалий в свободном воздухе и изостатических аномалий над протяженными областями континентальных размеров показывает, что изостатические аномалии ближе всего к нулевым [39]. Это позволяет предполагать, что самые крупные поверхностные образования Земли находятся приблизительно в изостатическом равновесии. Однако из таких сравнений нельзя заключить, какая именно модель компенсации (Эйри или Пратта) верна. Причина в том, что один и тот же гравитационный эффект может создаваться бесконечным числом распределений масс (см., например, рис. 3.24). Поскольку сейсмические измерения дают детальную картину структуры, присутствующих в геологическом разрезе, то они обеспечивают лучший метод проверки обоснованности той или иной модели компенсации для конкретного района.

**3.4.3. Глубина компенсации и Мохо.** Раздел Мохоровичича (сокращенно «Мохо») определяется как граница между земной

корой и мантией и характеризуется резким увеличением скорости сейсмических волн  $V_p$  примерно от 6,5 км/с в вышележащей среде до немногим более 8 км/с ниже границы. Из общих соотношений между скоростью и плотностью (см. рис. 2.7), а также соображений об изменении плотности с глубиной следует, что эта граница также является местом, где происходит резкий скачок плотности. При этом вероятные значения плотности приблизительно равны 2900 кг/м<sup>3</sup> выше Мохо и 3300 кг/м<sup>3</sup> ниже нее.

Если действует механизм изостатической компенсации по Эйри, то подошва сейсмологической коры, соответствующая границе Мохоровичича, должна быть растянутым зеркальным отображением рельефа земной поверхности. То, что это применимо в глобальном масштабе, подтверждается сейсмологическими исследованиями толщины земной коры. Последняя имеет среднюю мощность около 30 км под континентами и лишь приблизительно 6 км под океанами (рис. 3.12). Нет никаких сомнений в том, что граница Мохоровичича зеркально отражает различия рельефа поверхности между океанами и континентами. В пределах континентов самая большая толщина коры наблюдается под хребтом Академии Наук в СССР. А самой тонкой кора является под самыми глубокими океанами, и, как правило, ее толщина увеличивается под срединно-океаническими хребтами и океаническими островами.

Однако нужно подчеркнуть, что общая связь между рельефом поверхности и толщиной коры не подтверждается, если исследовать ряд разрезов коры с одного континента (например, Северной Америки). Пейкисер [51] по результатам сейсмических исследований в западной части США сделал вывод, что толщина коры не обязательно связана какой-либо зависимостью с топографической высотой. Например, в Провинции Бассейнов и Хребтов со средней высотной отметкой около 2 км толщина

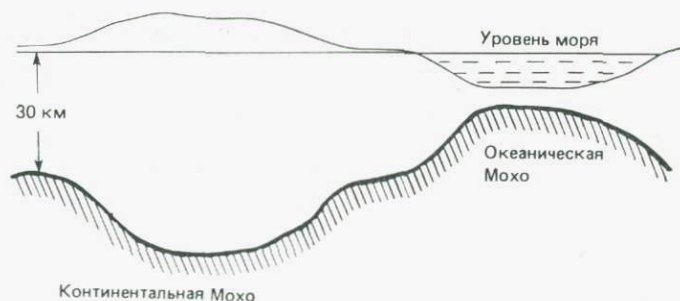


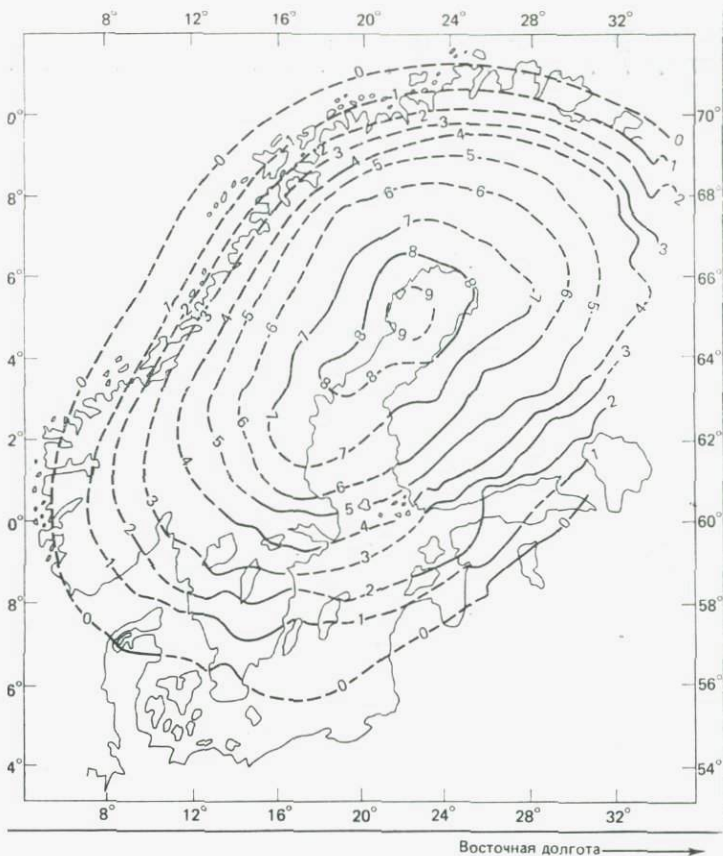
Рис. 3.12. Обобщенный разрез земной коры по данным сейсмических исследований преломленными волнами на континентах и океанах. Большинство горных областей характеризуются мощной корой с низкой средней плотностью, а большинство глубоководных областей — тонкой корой с высокой средней плотностью.

коры всего 25—30 км (см. рис. 2.52), в то время как Великие равнины, поднятые над уровнем моря на 1 км, имеют толщину коры 45—50 км. По современным данным можно считать, что в тех областях, где одного механизма Эйри недостаточно для поддержания компенсации, видимо, требуются латеральные изменения плотности как выше, так и ниже этой сейсмологической границы («Мохо»).

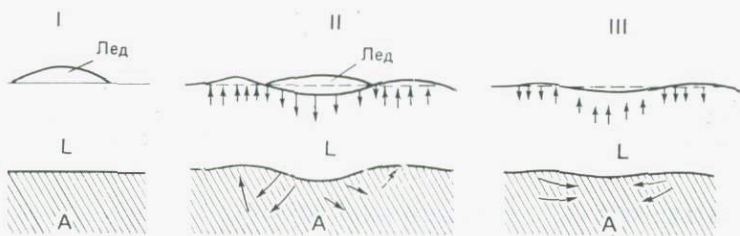
**3.4.4. Изостатические эксперименты природы.** Известно, что высота поверхности суши в некоторых районах Земли быстро изменяется. Например, в настоящее время в Фенноскандии (Финляндия+Скандинавия) и северной части Канады поверхность суши поднимается с максимальной скоростью около 1 см/год.

Рассмотрим интересный случай поднятия суши в Фенноскандии. Изменяя высотные отметки древних береговых линий в различных частях Фенноскандии, можно определить величину, а также скорость поднятия суши. Общее мнение геологов, занимающихся четвертичными отложениями, сводится к тому, что после плейстоценового оледенения поверхность суши в этой области поднялась примерно на 500 м. Наиболее точным методом измерения скорости поднятия является геодезический метод. На рис. 3.13 показана скорость поднятия, полученная точными нивелировками с интервалами примерно 30—40 лет. В средней части Ботнического залива она равна около 9 мм/год. Это значение постепенно уменьшается к периферии. За нулевым контуром суша погружается, хотя и достаточно медленно.

Почему происходят поднятие и погружение суши? Это явление можно объяснить следующим образом. Во время последнего оледенения Фенноскандия, нагруженная мощным ледяным покровом (толщиной  $\sim 2,5$  км), погрузилась в мантию на 600—700 м. После таяния льда (около 10 000 лет назад) регион стал устойчиво подниматься в соответствии с принципом гидростатического равновесия. Поднятие центральной части и опускание у периферии продолжают и в настоящее время. Другими словами, здесь мы имеем «живое» свидетельство изостазии. Важное следствие наблюдаемого процесса состоит в том, что в настоящее время течение подкорового материала направлено к области центрального поднятия (рис. 3.14). Ледник вызвал прогибание литосферы и отток вещества астеносферы в стороны. Из-за значительной вязкости мантийного материала после таяния ледника прогиб литосферы еще не скомпенсировался, и в этой области наблюдается отрицательная аномалия силы тяжести. Средняя амплитуда над Ботническим заливом примерно равна от  $-10$  до  $-15$  мГал (рис. 3.15). Если считать, что отрицательная аномалия обусловлена дефицитом массы мантийного вещества ( $\rho = 3300$  кг/м<sup>3</sup>), который все еще должен



3. Последледниковое поднятие Скандинавии [9]. Максимальная скорость поднятия суши (9 мм/год) наблюдается в районе Ботнического залива.



14. Схематическое представление реакции астеносферы (А) на прило- и снятие нагрузки типа ледникового покрова на поверхности упругой литосферы (L).

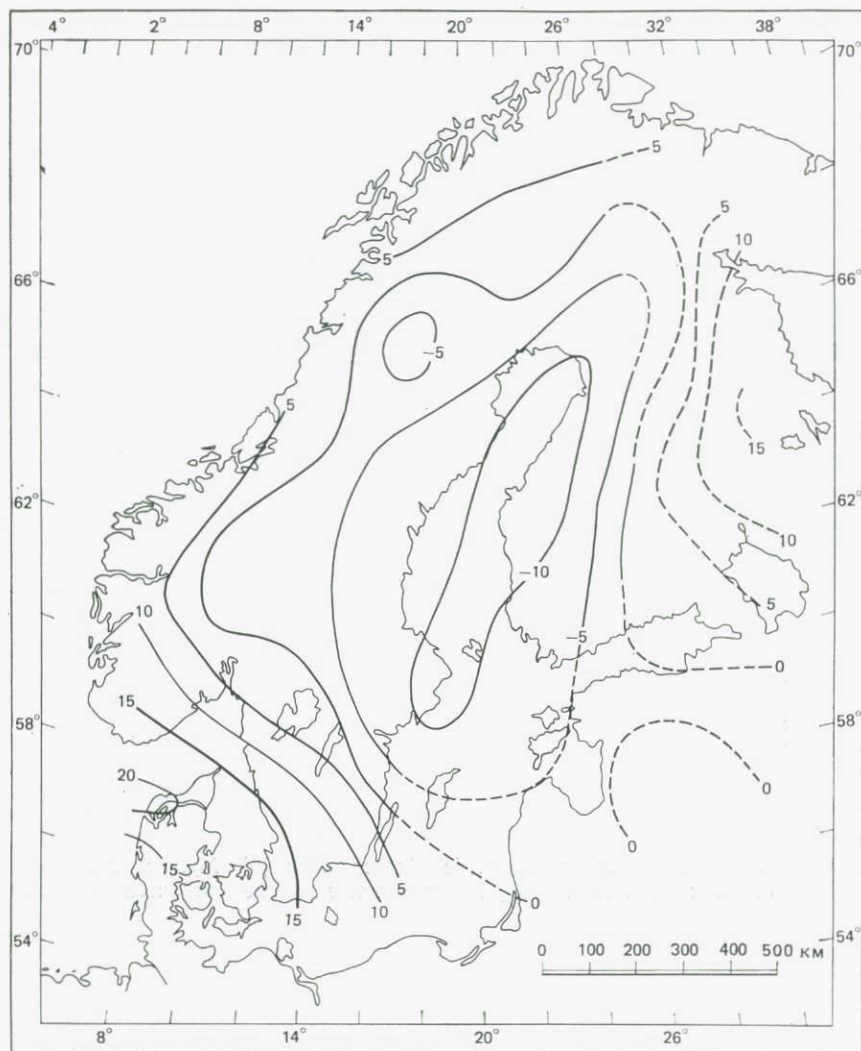


Рис. 3.15. Карта средней (по прямоугольникам  $4^\circ \times 8^\circ$ ) остаточной аномалии силы тяжести (мГал) в Фенноскандии. Наблюдаемый минимум силы тяжести хорошо коррелирует с центральной областью поднятия, показанного на рис. 3.13 [6].

двигаться обратно к центральной области поднятия, остаточное изостатическое поднятие величиной  $h$  можно рассчитать из формулы гравитационного притяжения бесконечной горизонтальной плиты ( $\Delta g = 2\pi G\rho h$ ). Оцененное таким образом остаточное поднятие примерно равно 75—110 м.



Рис. 3.16. Ледниковый покров Гренландии. Профиль показывает толщину ледникового покрова, определенную сейсмическими измерениями. Отметим депрессию коренных пород ниже уровня моря, достигающую 250 м.

Другие примеры изостатических экспериментов природы мы встречаем в Гренландии и Антарктиде. Поверхность этих масс суши до того, как ее перекрыли мощные пласты льда, очевидно, находилась выше уровня моря. Позже, под давлением ледовой нагрузки поверхность суши погрузилась ниже уровня моря для сохранения изостатического равновесия. На рис. 3.16 показана область центральной депрессии в Гренландии и толщина ледяного покрова, определенная из сейсмических измерений. Таким образом, в Гренландии и Антарктиде мы видим первую, а в Фенноскандии вторую фазу природного эксперимента.

#### 3.4.5. Изостатическое выравнивание и вязкость мантии.

Восстановление изостатического равновесия в области, где происходили движения земной коры, является вопросом, представляющим значительный интерес в связи с реологическими свойствами верхней мантии. История поднятия суши в Фенноскандии столь хорошо известна по данным точного нивелирования береговых линий, возраст которых известен, что вариации высоты во времени  $dh/dt$  можно использовать для оценки вязкости мантии.

Если считать мантию полупространством с однородной вязкостью  $\eta$ , то скорость поднятия  $dh/dt$  на поверхности связана с вязкостью мантии следующим уравнением:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\rho gh}{2\eta k}, \quad (3.29)$$

где  $\rho$  — плотность мантийного материала,  $g$  — ускорение силы тяжести,  $h$  — остаточное изостатическое поднятие и  $k$  — параметр, определяемый длиной волны деформации поверхности суши.

Первые оценки, сделанные с применением уравнения (3.29) к мантии Фенноскандии, дали значения вязкости в интервале  $10^{20}$ — $10^{21}$  Па·с. Современные оценки основываются на концепции канала с низкой вязкостью (астеносферы) толщиной около 100—200 км, покрывающего вязкое мантийное полупростран-

ство, что дает значения вязкости  $(1-6) \cdot 10^{19}$  Па·с для астеносферы Фенноскандии и около  $10^{20}$  для нижележащей мантии [16]. Для сравнения укажем, что вязкость воды равна 0,001, вязкость густого меда — 10 и вязкость текущей лавы — около  $4 \cdot 10^3$  Па·с. Краткий обзор по послеледниковому изостатическому выравниванию и связанным с ним проблемам сделан в работе [65].

Область Гудзонова залива на севере Канады, испытавшая действие тяжелой ледовой нагрузки во время плейстоценового оледенения, испытывает сейчас сходное послеледниковое поднятие [4]. Ледниковые покровы Северной Канады и Фенноскандии имели сходные площадные размеры и мощности. Северо-Канадское поднятие также дает оценку вязкости  $\sim 10^{20}$  Па·с. Близкого согласия со значением для Фенноскандии и следовало ожидать, поскольку оба этих региона являются докембрийскими щитами и с начала кембрийского периода не испытали сильных деформаций.

Конечно, возможность рассчитывать вязкость верхней мантии таким образом очень привлекательна, но эти оценки нужно интерпретировать очень осторожно. Они основываются на допущении о ньютоновской жидкости. Уолкотт [80] уже предостерегал от слишком большого доверия к современным реологическим моделям. Возможно, что к тем же наблюдаемым явлениям могут приводить другие типы реологического поведения в верхней мантии.

**3.4.6. Области нескомпенсированных масс.** Наиболее поразительным примером больших изостатических аномалий является архипелаг Индонезии. Вдоль этой островной дуги наблюдаются узкие пояса очень больших отрицательных аномалий (до  $-200$  мГал). На рис. 3.17 нанесены изостатические аномалии для зоны глубоководного океана вдоль этой дуги. Исходя из больших отклонений от изостатического равновесия в этих поясах и того факта, что островам, расположенным в этих поясах, свойственны заметные складки и надвиги, Венинг-Мейнес [77] пришел к выводу, что кора в этих зонах подвергалась сильному боковому сжатию. Он приписывал узкие полосы отрицательных аномалий значительному дефициту массы, вызванному вдавливанием более легкой коры в более плотную мантию. Однако проведенные в последнее время сейсмические исследования глубоководных желобов показали, что во многих случаях прогибание коры не является адекватным объяснением большей части отрицательной аномалии силы тяжести (см. рис. 3.38).

Другим поразительным примером структуры с нескомпенсированной массой является остров Кипр. Известно, что над Кипром имеются очень большие положительные аномалии силы тяжести. Кривая силы тяжести, показанная на рис. 3.18, а, соот-

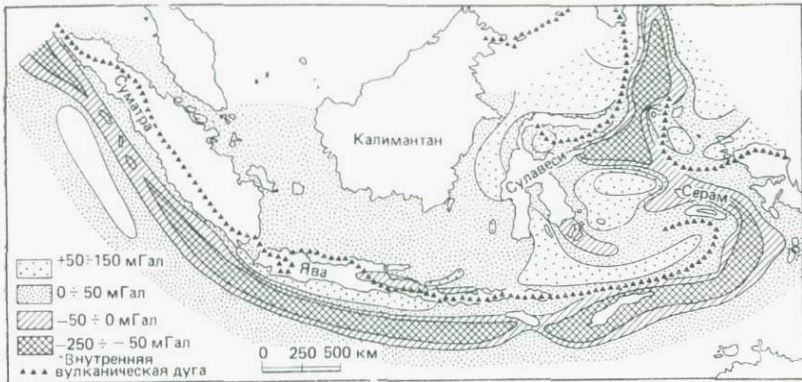


Рис. 3.17. Изостатические аномалии силы тяжести в Индонезии. Пояса отрицательных аномалий первоначально интерпретировались как результат прогибания легкой коры вниз в более плотную мантию. (По данным Хейсканена и Венинг-Мейнеса [39]; воспроизведено из книги Кука [20].)

ветствует аномалии Буге, но изостатические аномалии над этим островом по крайней мере столь же значительны. Очевидно, этот район является областью большого локального избытка массы, причем некомпенсированную избыточную нагрузку на кору создают ультраосновные породы. Несмотря на эту избыточную нагрузку остров за историческое время не осел. Мощные толщи третичных осадочных отложений, которые в настоящее время находятся вокруг острова выше уровня моря, показывают, что после третичного времени он поднялся. Геология этого острова достаточно сложна, так как имеются основные породы различного возраста. Наиболее важны различные обнажения оливинсодержащих габбро, которые, по-видимому, соединяются на глубине. По периферии острова магматические породы перекрывают осадочными относительно низкой плотности. Гасс и Массон-Смит [29] использовали гравиметрические данные для получения представлений о распределении и глубине расположения ультраосновных пород. На рис. 3.18, а приведены две правдоподобные модели, которые могли бы объяснить наблюдаемые значения силы тяжести. В течение многих лет преобладали представления о том, что эти ультраосновные массы являются «окнами» в мантию, но имелись неопределенности в отношении механизма, посредством которого плотный материал выдавался вверх через кору. Согласно современным взглядам, основанным на полевых структурных и петрологических данных, а также сведениям о намагниченности пород, этот материал является чешуей океанической коры, выдавленной вверх в процессе столкновения плит (рис. 3.18, б). Эта возможность подробнее рассматривается в гл. 10 (разд. 10.6).

Присутствие некомпенсированных масс можно принимать

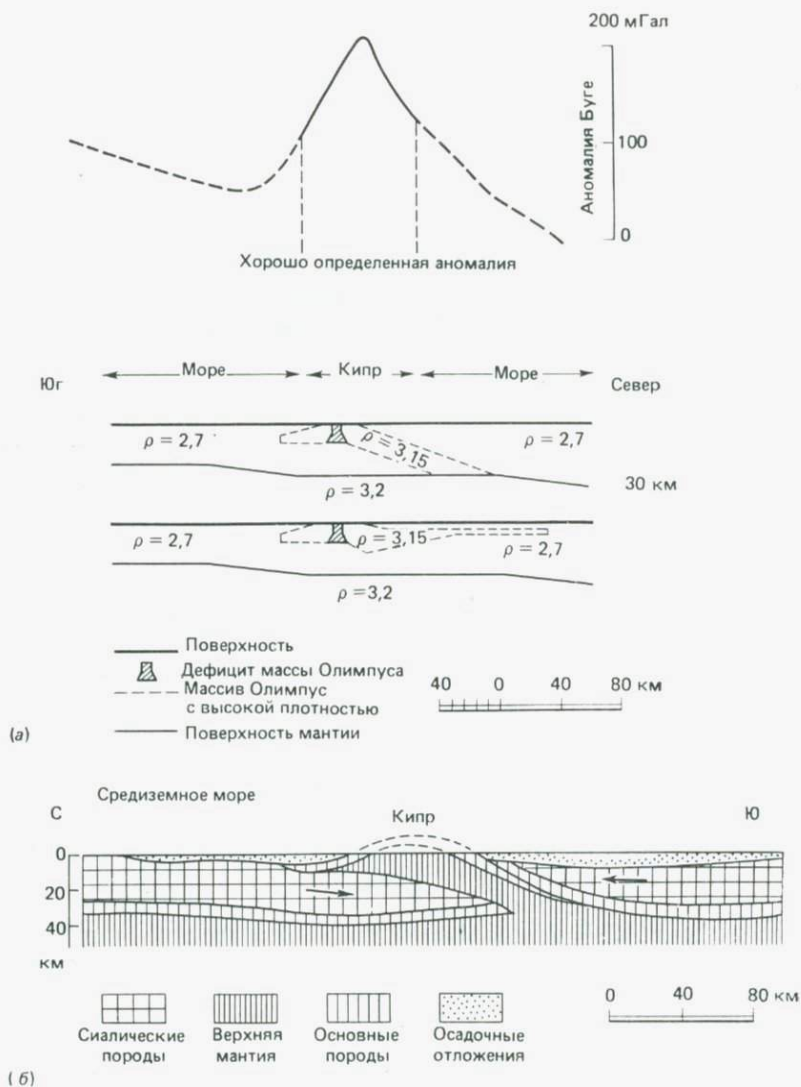


Рис. 3.18. (а) Кривая силы тяжести через массив Тродос (о. Кипр) и две модели, которые могли бы объяснить наблюдаемую аномалию [29]. (б) Меридиональный профиль через о. Кипр [28]. Стрелки указывают движения Африканского и Европейского блоков в противоположных направлениях.

как свидетельство либо длительной прочности мантии Земли, если эти массы удерживаются упругими силами, либо существования конвективных течений, если нескомпенсированные массы образовались вследствие различий плотности в материале, участвующем в конвекции. В этой связи интересно исследовать значительные аномалии массы, обнаруженные наблюдениями силы тяжести с искусственных спутников. Крупные ундуляции геоида отражают наличие внутри Земли обширных неоднородностей массы (рис. 3.19). Однако эти большие аномалии массы не имеют никакой очевидной связи с поверхностными распределениями массы, выраженными континентами и океанами. Этого и следовало ожидать, поскольку все крупные поверхностные образования находятся в приблизительном изостатическом равновесии. Значит, наблюдаемые аномалии не могут вызываться изменениями толщины или плотности коры. Также маловероятно, что в нижней мантии может существовать достаточно большой перепад плотности, который мог бы вносить свой вклад в аномалии геоида столь большой величины.

В настоящее время наиболее распространенное объяснение состоит в том, что эти аномалии создаются латеральными вариациями плотности в пределах верхней мантии и переходной зоны. Вариации плотности могут вызываться химическими неоднородностями, латеральными изменениями температуры, фазовыми переходами (см. рис. 10.12). Некоторую корреляцию можно видеть между поднятиями геоида и областями недавней тектонической активности. Например, центр поднятия геоида, связанного с Северо-Атлантическим регионом, находится над Срединно-Атлантическим хребтом к юго-западу от Исландии, который считается определенным местом раздвигания коры. Поднятие геоида, связанное с юго-западной частью Тихого океана, располагается в окрестности поясов желобов и островных дуг, которые являются зоной субдукции тихоокеанской литосферы. Ботт [13] высказал предположение о том, что положительные аномалии, окаймляющие Тихий океан, вызываются общим влиянием более плотных поддвигающихся плит (см. рис. 3.38) и обширного регионального охлаждения мантии под действием этих плит в течение большого периода времени.

В Индийском океане, несколько южнее острова Цейлон, располагается одна из хорошо выраженных депрессий геоида (минимум силы тяжести), для которой пока еще не найдено адекватного объяснения. Отчетливо выраженную отрицательную структуру в Антарктиде тоже нелегко объяснить в рамках теории глобальной тектоники. Отсутствие какой-нибудь систематической корреляции между этими аномалиями геоида и глобальной картиной теплового потока (разд. 9.3.2) может указывать на то, что основные источники двух соответствующих аномалий, вероятно, совершенно различны.

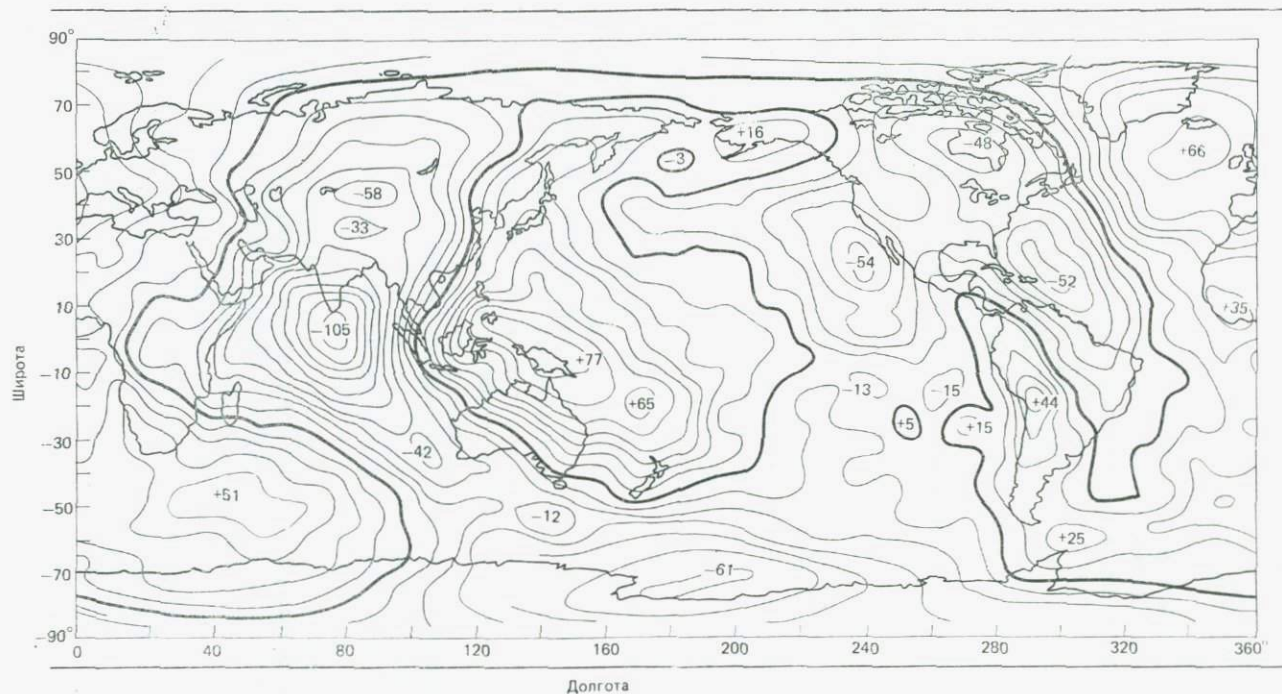


Рис. 3.19. Карта изогипс геоида с интервалом 10 м, построенная по спутниковым данным и измерениям силы тяжести на поверхности [79]. Отметим хорошо выраженные поднятия в северной части Атлантического океана и на западе Тихого океана и понижения над Индией и Антарктидой.

### 3.5. Аномалии силы тяжести, создаваемые телами простой формы

Вычисления аномалий силы тяжести для некоторых простых геометрических моделей дают полезные правила, помогающие оценивать величину и форму аномалий силы тяжести, которых можно ожидать от геологических структур, хотя истинная форма этих структур редко бывает очень близка к простой геометрической форме. Для аппроксимации большого набора геологических тел часто используют пять простых геометрических форм — сферу, горизонтальный цилиндр, горизонтальный слой, прямоугольную призму и вертикальный цилиндр. Формулы для расчета вызываемых ими аномалий силы тяжести выводятся из уравнения (3.6) путем оценивания интеграла по объему. Мы кратко рассмотрим некоторые важные характеристики этих аномалий.

*Сфера.* Не многие геологические структуры (исключая некоторые соляные купола) приближаются по форме к сферической, но эта простая модель часто используется в качестве первой оценки для плотного, приблизительно изометричного тела, аномалии от которого имеют почти круговую форму. Гравитационное притяжение сферы во внешней точке является таким же, как если бы вся масса сферы была сосредоточена в ее центре. Если использовать условные обозначения с рис. 3.20, то аномалия силы тяжести, создаваемая сферой, определяется выражением

$$\Delta g = \frac{4\pi R^3 G \Delta \rho}{3z^2} \frac{1}{(1 + x^2/z^2)^{3/2}} = \frac{\Delta g_{\max}}{(1 + x^2/z^2)^{3/2}}, \quad (3.30)$$

где  $\Delta g_{\max}$  имеет место при  $x=0$ . По кривой, показывающей изменения силы тяжести в горизонтальном направлении, ясно видно, что при некотором значении  $x/z$  величина  $\Delta g$  приближается к значению, равному  $\Delta g_{\max}/2$ . Горизонтальное расстояние, на котором  $\Delta g_{\max}$  спадает до половины своего значения, называется полушириной  $x_{1/2}$  аномалии. Этот параметр используется для оценки глубины. Для сферы глубина до ее центра  $z_c$  равна  $1,305x_{1/2}$ . Поэтому глубину расположения центра приблизительно сферического тела можно оценивать непосредственно по наблюдаемой аномалии без каких-либо вычислений. Более того, если удастся более или менее правильно оценить перепад плотности  $\Delta \rho$ , то с помощью уравнения (3.30) можно определить и размер тела.

*Горизонтальный цилиндр.* Гравитационное притяжение структур, которые вытянуты в горизонтальном направлении, может

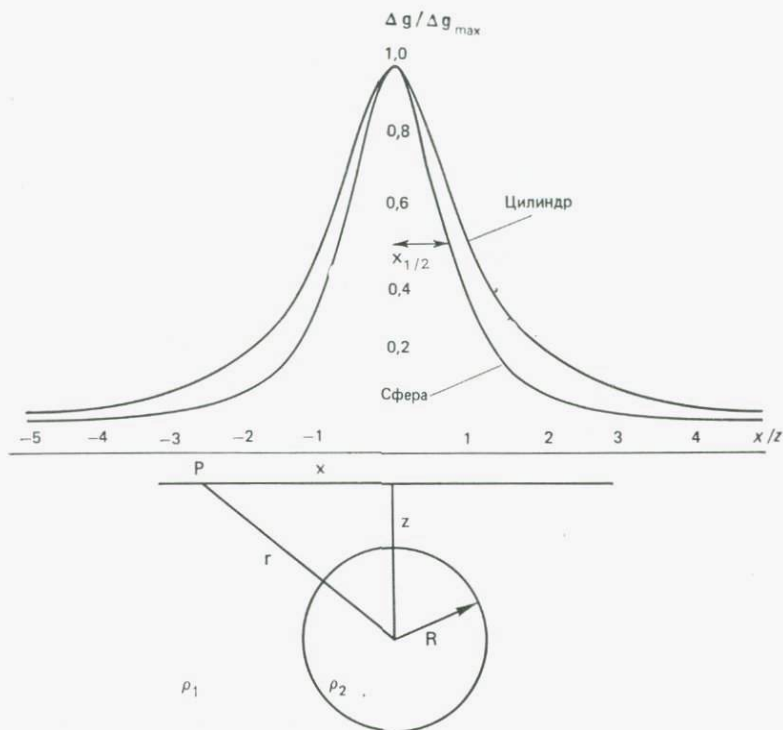


Рис. 3.20. Горизонтальные вариации силы тяжести над сферой и горизонтальным цилиндром с избыточной плотностью  $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ . Максимальная аномалия располагается в точке  $x=0$  и спадает до своего половинного значения в точке  $x=x_{1/2}$ .

выражаться как аномалия от горизонтального линейного элемента или длинного горизонтального цилиндра. Длинными горизонтальными цилиндрами можно аппроксимировать крутые антиклинали и погребенные хребты. Если использовать те же условные обозначения с рис. 3.20, то аномалия силы тяжести от бесконечно длинного цилиндра (простирающие которого перпендикулярно плоскости чертежа) вычисляется по формуле

$$\Delta g = \frac{2\pi GR^2 \Delta\rho}{z} \frac{1}{(1 + x^2/z^2)}. \quad (3.31)$$

В этом случае кривая аномалии не столь резкая, как для сферы, расположенной на той же глубине, поскольку здесь  $\Delta g$  изменяется обратно пропорционально  $z$  (а не  $z^2$ , как в случае сферы), что характерно для всех двумерных структур. Для го-

ризонтового цилиндра глубина нахождения центра  $z_c$  точно равна полуширине аномалии  $x_{1/2}$ .

*Горизонтальный слой.* Эта модель очень полезна для аппроксимации силы тяжести от сброса или ступенеобразной структуры. В случае простого сброса (рис. 3.21) горизонтальная граница между верхним слоем с плотностью  $\rho_1$  и нижним слоем с плотностью  $\rho_2$  смещена по вертикали на расстояние  $t$  (амплитуда сброса). Поэтому аномалия силы тяжести от сброса должна быть эквивалентна аномалии от полубесконечного слоя толщиной  $t$  с перепадом плотности  $\Delta\rho$  ( $=\rho_2-\rho_1$ ), оканчивающегося на плоскости сброса ( $x=0$ ).

Для малого сброса ( $t < z$ ) можно считать, что масса аномального слоя сосредоточена на тонком листе в срединной плоскости слоя на глубине  $z$ . Поэтому избыточная масса равна  $\Delta\rho t$  на единицу площади листа, а возникающая в результате аномалия силы тяжести равна произведению  $G\Delta\rho t$  на телесный угол, под которым этот лист виден из точки наблюдения. Для полубесконечного листа при использовании обозначений рис. 3.21 этот телесный угол равен  $2\phi$ , что вдвое больше угла, измеренного в плоскости чертежа. Соответственно аномалия силы тя-

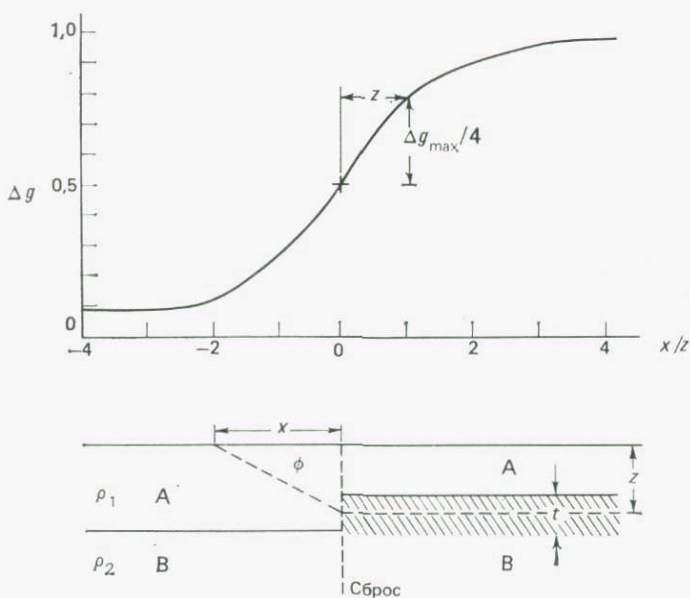


Рис. 3.21. Форма аномалии силы тяжести при пересечении сброса. Над линией сброса изменение силы тяжести равно половине от  $\Delta g_{\max}$ . Горизонтальное расстояние, на котором аномалия изменяется от  $0,5 \Delta g_{\max}$  до  $0,75 \Delta g_{\max}$ , равно глубине  $z$ .

жести выражается в виде\*)

$$\Delta g = 2Gt\Delta\rho\phi = 2Gt\Delta\rho\left(\frac{\pi}{2} - \arctg \frac{x}{z}\right). \quad (3.32)$$

Общее изменение аномалии силы тяжести при пересечении сброса равно  $2\pi Gt\Delta\rho$  (что равно гравитационному притяжению, обусловленному бесконечным слоем толщиной  $t$ ) и не зависит от глубины залегания  $z$  этого слоя. Для вертикального сброса изменение силы тяжести в любую сторону от линии сброса равно половине полной аномалии, которая не зависит от наклона плоскости сброса. Поэтому произведение  $t\Delta\rho$  для слоя можно определить непосредственно по аномалии силы тяжести. Глубина  $z$  срединной плоскости слоя определяется горизонтальным расстоянием, на котором изменение силы тяжести равно одной четверти полной аномалии. Чем меньше глубина  $z$ , тем более крутой должна быть кривая аномалии  $\Delta g$ .

Аппроксимация, состоящая в концентрации массы слоя на тонком листе, удивительно хорошо подходит даже для образований значительной мощности, таких, как глубокие осадочные бассейны. Для мощных слоев, которые тянутся до поверхности ( $t=2z$ ) и имеют горизонтальные размеры всего лишь порядка трехкратной толщины, Неттлтон [50] дает легко запоминающуюся и используемую на практике цифру 100 фут (около 30 м) для толщины материала с перепадом плотности  $\Delta\rho=1000 \text{ кг/м}^3$ , при которой этот материал вызывает аномалию силы тяжести, равную 1 мГал. Соответствующее теоретическое значение для аномалии величиной 1 мГал от бесконечного горизонтального слоя (слой Буге) равно 24 м.

*Длинная прямоугольная призма.* Для аппроксимации аномалии силы тяжести от пластинчатых тел (например, даек), вытянутых в направлении простираения, часто используется модель в виде тонкой вертикальной призмы. Используя условные обозначения рис. 3.22, аномалию силы тяжести от тонкого вертикального пласта ( $t < z_1$ ), простирающегося перпендикулярно плоскости чертежа, получим по формуле

$$\Delta g = 2Gt\Delta\rho \ln(r_2/r_1). \quad (3.33)$$

Для бесконечно длинной, широкой прямоугольной призмы или широкой дайки ( $t \geq z_1$ ) приближенная формула (3.33) не является достаточно точной. При использовании условных обозначений рис. 4.31 аномалия силы тяжести в точке  $P(0, 0, 0)$ , созданная широкой прямоугольной призмой, определяется выражением

$$\Delta g = 2G\Delta\rho \left( x_2 \ln \frac{r_4}{r_2} - x_1 \ln \frac{r_3}{r_1} + z_2\alpha_2 - z_1\alpha_1 \right), \quad (3.34)$$

\* Для точки наблюдения на приподнятом крыле сброса этот половинный телесный угол  $\phi$  был бы равен  $\pi/2 + \arctg(x/z)$ .

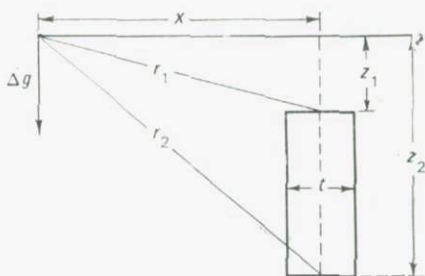


Рис. 3.22. Модель вертикального пласта, часто используемая для аппроксимации аномалий силы тяжести, созданных тонкими дайками.

где  $x_1$ ,  $x_2$  — координаты двух вертикальных граней, а  $z_1$ ,  $z_2$  — глубины верхнего и нижнего торцов этой призмы.

*Вертикальный цилиндр.* Эта форма часто удобна для аппроксимации аномалий силы тяжести от соляных куполов и вулканических некков. При использовании условных обозначений рис. 3.23 выражение для аномалии силы тяжести, созданной коротким цилиндром ( $t < z$ ), имеет простой вид

$$\Delta g = Gt\Delta\rho\phi, \quad (3.35)$$

где  $\phi$  — телесный угол, под которым поперечное сечение цилиндра (в срединной плоскости) видно из точки наблюдения. Этот телесный угол  $\phi$  удобно определять по графику, разработанному Неттлтоном [50, с. 60]. Для длинных трубообразных тел (таких, как вулканические некки и узкие соляные штоки) можно использовать более простую модель длинного вертикального цилиндра ( $t > z_1 > R$ ). В этом случае аномалия силы тяжести приближенно описывается формулой для вертикального линейного элемента и дается выражением

$$\Delta g = \pi R^2 G \Delta \rho / \sqrt{x^2 + z_1^2}. \quad (3.36)$$

Для вертикального линейного элемента глубина  $z_1 = x_{1/2} \sqrt{3}$ , где  $x_{1/2}$  — полуширина аномалии, упоминавшаяся выше.

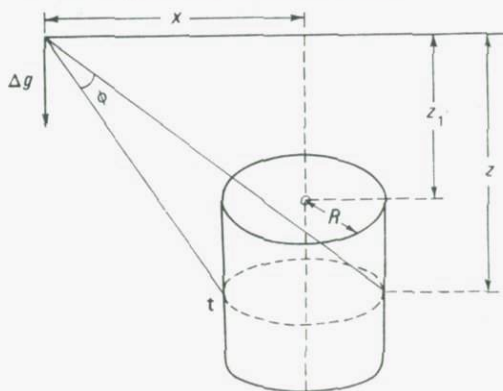


Рис. 3.23. Модель вертикального цилиндра. Используется для аппроксимации аномалий силы тяжести, созданных соляными куполами и вулканическими некками.

### 3.6. Анализ и интерпретация гравиметрических данных

Конечным результатом полевой гравиметрической съемки (после введения всех необходимых поправок) обычно служит представленная в изолиниях карта аномалий Буге. Целью интерпретации гравиметрических данных является получение представлений о характере структур в геологическом разрезе по карте аномалий. Для геофизика положительные и отрицательные аномалии Буге означают существенно больше, чем просто указания на избытки или дефициты массы. Конечной целью геофизика является выведение из различных характеристик аномалии (в частности, амплитуды, формы и резкости) местоположения и формы структуры, которая создает это возмущение силы тяжести. Для анализа данных используются подходящие методики интерпретации. Всем, кто использует гравиметрические данные, а в особенности геологам, важно понимать, что даже если использовать самые лучшие из имеющихся методик интерпретации, ни одна из них не приведет к получению однозначного ответа. Проблема интерпретации магнитных данных (разд. 4.7) является по существу той же самой, а потому следующее описание применимо и к аномалиям магнитного поля.

#### 3.6.1. Трудности интерпретации гравиметрических данных.

Две особенности поля силы тяжести делают однозначную интерпретацию почти невозможной. Первая заключается в том, что измеренное значение  $g$  (а поэтому и аномалия после введения поправок  $\Delta g_B$ ) в любой точке наблюдений отражает суммарное влияние распределений многих масс ниже поверхности. Карта аномалий Буге почти никогда не представляет собой простую картину отдельной изолированной аномалии, а практически всегда дает комбинацию из относительно «резких» и «широких» аномалий, «причинные» источники которых находятся на различных глубинах. Поэтому интерпретацию можно производить только после того, как вклады различных источников выделены с помощью различных способов, которые будут рассмотрены позже. Независимо от того, какой способ используется, процесс разделения аномалий связан с трудностями, определяемыми той аксиомой, что «сумму» нельзя однозначно разделить на «части», не наложив ограничивающие условия.

Вторая и более серьезная трудность интерпретации связана с тем, что производится определение «источника» по его «эффекту», что является «обратной» задачей теории потенциального поля. Для данного распределения массы (или просто источника с некоторой массой) достаточно легко определяется его гравитационный эффект, но обратная задача не имеет единственного решения. Для данного распределения силы тяжести на поверх-

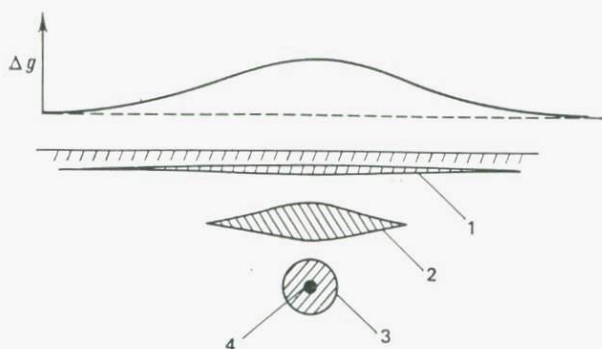


Рис. 3.24. Неоднозначность в интерпретации силы тяжести. Данная аномалия силы тяжести может объясняться множеством (теоретически — бесконечным числом) распределений массы на различных глубинах.

ности Земли или выше нее можно найти бесконечное число распределений массы, которые создадут ту же аномалию.

На рис. 3.24 показано, как данная аномалия силы тяжести могла бы объясняться любым из альтернативных распределений массы (случаи 1—3) при фиксированном перепаде плотности  $\Delta\rho$  относительно окружающего материала. Этот рисунок иллюстрирует также другой тип неоднозначности, возникающей из-за отсутствия информации о перепаде плотности. Если предположить, что аномалия является результатом тела сферической формы, то возможны различные интерпретации в отношении его размера (т. е. объема  $V$ ), хотя аномальная масса (произведение  $V\Delta\rho$ ) может определяться однозначно. Этот тип неоднозначности нельзя разрешить, если нет надежных сведений о значении  $\Delta\rho$ .

Приведенные выше соображения на первый взгляд дают достаточно пессимистичную картину проблемы интерпретации. Однако в реальной практике ситуация не столь уж безнадежна. Геологическая интуиция в сочетании с логикой часто позволяет исключить ряд возможных вариантов, а другая информация, такая, как вероятные плотность или глубина залегания геологического объекта, помогает далее сузить интервал возможных решений. Кроме того, если имеются любые независимые данные для контроля, например каротажные или сейсмические, то число переменных удается уменьшить настолько, что окончательное решение станет практически обоснованным. Позже мы увидим также, что некоторую полезную информацию, касающуюся оценки максимально возможной глубины залегания и общей избыточной плотности, можно получить по аномалии силы тяжести, не принимая каких-либо допущений о вызывающем ее теле.

**3.6.2. Выделение аномалий: региональные и остаточные значения.** Аномалии силы тяжести от относительно малых геологических объектов проявляются как малые искажения аномального поля, вызванного крупными структурами земной коры. Эти последние аномалии заметны на больших расстояниях и потому называются *региональными* аномалиями в отличие от аномалий, созданных небольшими структурами, которые называются *локальными*. Выявление локальных аномалий представляет главный интерес при гравиметрической разведке, в то время как региональные аномалии важны для исследований земной коры в целом. Имеются несколько источников региональных вариаций силы тяжести. Помимо крупных геологических структур это могут быть изменения плотности, вызванные литологическими изменениями внутри кристаллического фундамента. В некоторых областях региональные вариации могли бы обуславливаться изостатическими эффектами, связанными с глубинными аномалиями плотности. Трудности часто возникают тогда, когда несколько аномалий плотности (как локального, так и регионального размера) находятся столь близко друг к другу, что их отдельные гравитационные эффекты невозможно разрешить.

На карте силы тяжести малой площади региональное поле может выглядеть как однородные изменения, представленные параллельными изолиниями, расположенными на равных расстояниях друг от друга. Локальная аномалия, на которую обычно могли бы указывать замкнутые изолинии, выглядит как «шум» в поле региональной аномалии (рис. 3.25). Для выделения локальной аномалии нужно снять региональный эффект

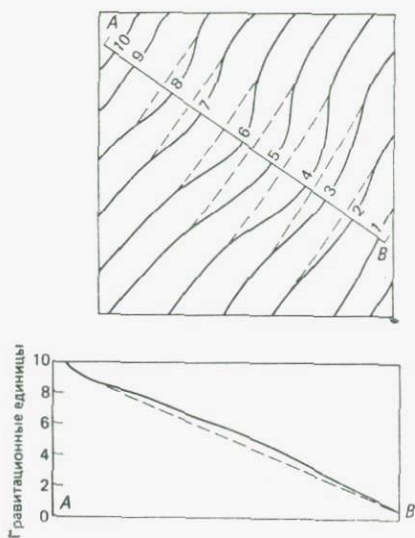


Рис. 3.25. Графический метод разделения региональных и локальных аномалий. Региональная аномалия прочерчивается вручную (пунктирные линии). Вычитая ее из наблюдаемой аномалии либо по карте в изолиниях (*вверху*), либо по профильной кривой (*внизу*), получаем локальную (так называемую остаточную) аномалию [26].

любым из двух способов: 1) графическим сглаживанием либо по карте в изолиниях, либо по профилям, 2) аналитическим методом, применяемым к массиву значений, обычно по сетке правильной геометрической формы.

В графическом способе, который более популярен среди геологов, величину визуально сглаженного поля можно вычитать из первоначальной аномалии Буге в данной точке; в результате получается «остаточная» аномалия (рис. 3.25). Хотя эта процедура является полностью эмпирической и субъективной, при умелом применении она позволяет весьма эффективно выделять аномалии.

Аналитический подход основан на приемлемом осреднении значений аномалии силы тяжести (например, от 6 до 12 значений) по кругу заранее выбранного радиуса около каждой точки наблюдений. Этот круг можно рассматривать как полосовой фильтр, достаточно эффективный для выделения аномалий, ширина которых имеет тот же порядок величины, что и его диаметр. Среднее значение  $\bar{\Delta g} = \sum_i^n g_i/n$ , полученное таким образом, дает региональный эффект, а его вычитание из аномалии Буге для данной точки наблюдений — остаточную силу тяжести.

Региональные значения можно найти подбором полиномов. Здесь результаты наблюдений используются для вычисления (обычно методом наименьших квадратов) математической поверхности, дающей самое близкое согласие с полем силы тяжести. На практике эту поверхность математически выражают как *двумерный полином низкого порядка (редко выше второго)*.

Например, для описания поверхности, аппроксимирующей региональное поле, можно использовать полином второго порядка в виде

$$\Delta g(x, y) = Ax^2 + By^2 + Cxy + Dx + Ey + F. \quad (3.37)$$

Коэффициенты  $A, B, \dots$  определяются подгонкой по методу наименьших квадратов. А остаточные аномалии тогда получаются вычитанием значений этого полинома из наблюдавшихся значений силы тяжести.

Аналитические методы, видимо, свободны от субъективизма, но этот процесс является слишком механическим и известные геологические факторы, которые могли бы оказать влияние на интерпретацию, могут ускользнуть из внимания. Аналитические методы можно легко программировать на цифровых ЭВМ. Дальнейшие подробности по аналитическим методам разделения аномалий можно найти в ряде статей [2, 49, 56].

**3.6.3. Методы вторых производных.** Вторая вертикальная производная ( $\partial^2 g/\partial z^2$ , или  $g''$ ) поля силы тяжести является мерой кривизны этого поля. Можно показать, что между  $g''$

и картой остаточных аномалий силы тяжести имеется связь. Для точечной массы, залегающей на глубине  $z$ , максимальная аномалия силы тяжести  $g$  пропорциональна  $1/z^2$ ,  $g' \propto 1/z^3$ ,  $g'' \propto 1/z^4$  и т. д. Отсюда следует, что гравитационные аномалии от двух равных масс, одна из которых находится на глубине  $d_1$ , а другая — на глубине  $d_2$  ( $=2d_1$ ), будут находиться в пропорции  $2^2 : 1$ , в то время как их вторые вертикальные производные ( $g''$ ) будут находиться в пропорции  $2^4 : 1$ . Поэтому использование  $g''$  усиливает влияние менее глубокой массы за счет более глубокой и является способом, позволяющим отделять неглубокие (остаточные) аномалии от более глубоких (региональных) эффектов.

Разработано много аналитических процедур вычисления вторых производных [1, 25, 60], в которых используются гравиметрические данные по густой сетке точек наблюдений. Процедура Неттлтона [49], одна из простейших, применима к квадратной сетке. Если  $\Delta g_1, \dots, \Delta g_4$  — аномалии в точках наблюдений, ближайших к точке  $P$ , то вторая вертикальная производная в точке  $P$  определяется как

$$\Delta g''_P = \frac{4}{S^2} (\Delta g_P - \overline{\Delta g}), \quad (3.38)$$

где  $\overline{\Delta g}$  — среднее значение аномалий, наблюдавшихся в четырех точках наблюдений, самых близких к точке  $P$ ,  $\Delta g_P$  — аномалия в точке  $P$  и  $S$  — шаг сетки.

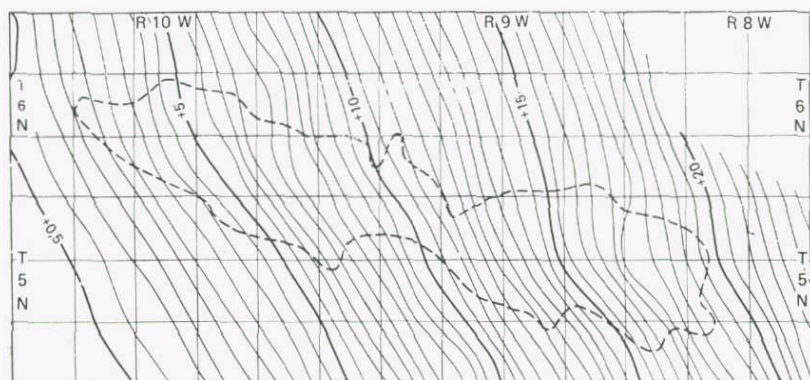
Однако следует иметь в виду, что вторые производные значительно более чувствительны к неровностям рельефа, чем сами аномалии силы тяжести. Другой недостаток состоит в том, что в процессе вычисления усиливаются случайные ошибки. Вторые производные обладают многими максимумами и минимумами, которые не обязательно имеют прямую связь с аномальными массами структурного значения. На рис. 3.26 карта аномалий Буге сопоставляется с картой вторых вертикальных производных. На карте аномалий Буге локальные аномалии очень сильно маскируются региональной аномалией, в то время как на карте вторых производных локальные аномалии поразительно четко выделяются.

**3.6.4. Аналитическое продолжение полей.** С помощью аналитического метода, включающего в себя интегрирование по поверхности (см. приложение Е), можно рассчитать конфигурацию, которую имело бы данное потенциальное поле (например, поле гравитационной или магнитной аномалии), если бы оно измерялось на более высоком или более низком горизонте.

Продолжение вверх всегда приводит к получению более гладкой карты аномалий, чем исходная, и, следовательно, может служить эффективным способом сглаживания с целью вы-

деления аномалий, созданных более глубокими источниками. В аэромагнитном методе продолжение вверх используется для вычисления поля на более высоком уровне, и результаты расчетов достаточно хорошо согласуются с данными измерений, реально проведенных на этом уровне.

При продолжении поля вниз получают его значения для уровня, находящегося непосредственно над аномальным объектом. Этот способ особенно важен для разрешения перекрывающихся аномалий от близких друг к другу источников. Однако если пересчет проводить до глубин, больших чем глубина целевого объекта, то продолженное поле начнет сильно флуктуировать. В некотором случае уровень, на котором начинаются флуктуации, дает прямое указание на глубину залегания кровли аномального объекта, создающего данное поле, но практически



Интервал изолиний 0,5 мГал

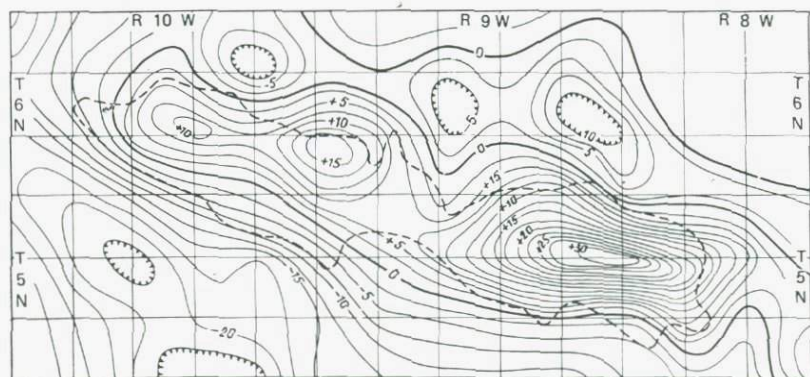


Рис. 3.26. Карта аномалий Буге (вверху) и вторых производных (внизу) площади Симент (шт. Оклахома, США) [25].

он соответствует его максимальной приемлемой глубине. Дополнительные подробности о процессе продолжения полей и его применениях читатель может найти в статьях [37, 55, 61].

**3.6.5. Оценки глубины и массы.** В общем резкость аномалии характеризует глубину вызывающего ее источника. Если для геологического тела можно постулировать какую-либо правильную форму (например, сфера, горизонтальный цилиндр, полубесконечный слой), то простые правила определения глубины через полуширину или какую-то другую меру градиента аномалии позволят однозначно оценить глубину его залегания. Некоторые из соотношений уже упоминались в разд. 3.5. Однако, когда никаких допущений о форме аномального тела сделать не удастся, однозначно определить глубину невозможно.

Смит [66, 67] разработал некоторые способы определения максимальной глубины, не зависящие от формы аномального распределения массы. Ниже мы кратко рассмотрим два из них.

1) Если  $\Delta g_{\max}$  и  $\Delta g'_{\max}$  — максимальные значения аномалии силы тяжести и ее горизонтального градиента соответственно, то глубина  $Z_T$  до верхней кромки этого тела должна удовлетворять соотношению

$$Z_T \leq 0,86 | \Delta g_{\max} / \Delta g'_{\max} |. \quad (3.39)$$

2) Если аномалия известна лишь частично, оценить глубину еще возможно с помощью значений силы тяжести  $\Delta g(x)$  и ее горизонтального градиента  $\Delta g'(x)$  в одной и той же точке. В этом случае соотношение для глубины имеет вид

$$Z_T \leq 1,5 | \Delta g(x) / \Delta g'(x) |. \quad (3.40)$$

Для двумерных распределений массы (т. е. тел, вытянутых в одном направлении) численный коэффициент можно заменить на 0,65 в уравнении (3.39) и на 1,0 в (3.40).

Следует указать, что для изометричных тел (таких, как сфера) уравнения (3.39) и (3.40) дают глубину до центра аномального тела, а не до его верхней границы.

Величина аномалии силы тяжести является прямой мерой массы. Общую аномальную массу можно однозначно определить, не делая никаких допущений о форме, плотности или глубине аномального тела. Основой расчета является гауссово интегрирование остаточной аномалии (т. е. аномалия Буге минус региональное поле) по поверхности в области измерений. Формула для общей аномальной массы (в тоннах) [31, с. 228] имеет вид

$$M = \frac{1}{2\pi G} \iint_S \Delta g(x, y) dx dy, \quad (3.41)$$

$$M = 23,9 \sum \Delta g \Delta S, \quad (3.42)$$

где  $\Delta g$  — средняя аномалия (мГал) в пределах малого элемента площади  $\Delta S$  ( $\text{м}^2$ ), а  $\Sigma$  обозначает суммирование произведений  $\Delta g \times \Delta S$  по всей площади измерений.

Приведенное соотношение имеет огромное практическое значение в рудной геофизике. Однако для вычисления истинной массы руды требуется знать плотность руды  $\rho_A$  и плотность вмещающих пород  $\rho_B$ . Тогда истинная масса руды просто равна  $M\rho_A/(\rho_A - \rho_B)$ .

**3.6.6. Интерпретация с помощью моделей.** Почти вся интерпретация гравиметрических данных выполняется косвенными методами, так как для преобразования значений силы тяжести в геологический разрез нет прямого метода. Обычно для источника аномалии принимают различные простые формы (в соответствии с имеющимися геологическими данными), рассчитывают соответствующие им аномалии силы тяжести на поверхности, а затем эти модели постепенно модифицируют, пока не будет достигнуто приемлемое согласие с наблюдаемой аномалией. Близость этих аномалий указывает лишь на то, что выбранная модель является одним из возможных решений. Если геологическая информация практически отсутствует, то приходится обратиться лишь к методике «проб и ошибок», с тем чтобы выявить набор приближенных решений, в котором можно уже искать наиболее вероятное решение.

Перед выбором модели для пробных вычислений необходимо тщательно осмотреть карту аномалий в изогалах, чтобы получить некоторое представление о форме геологического тела, обуславливающего аномалию. В частности, вытянутость изоаномал является полезным указателем направления и длины создающей их структуры. При выборе моделей с учетом геологической информации, имеющейся для площади съемки, полезно делать простейшую аппроксимацию формы модели. Использование сложных моделей для получения лучшего согласия между наблюдавшимися и рассчитанными аномалиями бесполезно, если отсутствуют геологические или другие независимые контрольные данные.

Интерпретацию с помощью простых моделей лучше всего иллюстрирует пример реальных полевых наблюдений. На рис. 3.27 показана аномалия Буге, наблюдавшаяся над локальной структурой в провинции соляных куполов Северной Ютландии в Датском осадочном бассейне. Соляные тела обычно характеризуются минимумами силы тяжести, поскольку соль, как правило, имеет меньшую плотность ( $\sim 2200 \text{ кг/м}^3$ ), чем окружающие ее осадочные отложения. Эта аномалия имеет почти круговую форму, и влияние массы соли столь хорошо выражено, что региональный эффект почти не ощущается. Полная амплитуда этой аномалии  $\Delta g_{\text{max}}$  примерно равна  $-16$  мГал, а полуши-

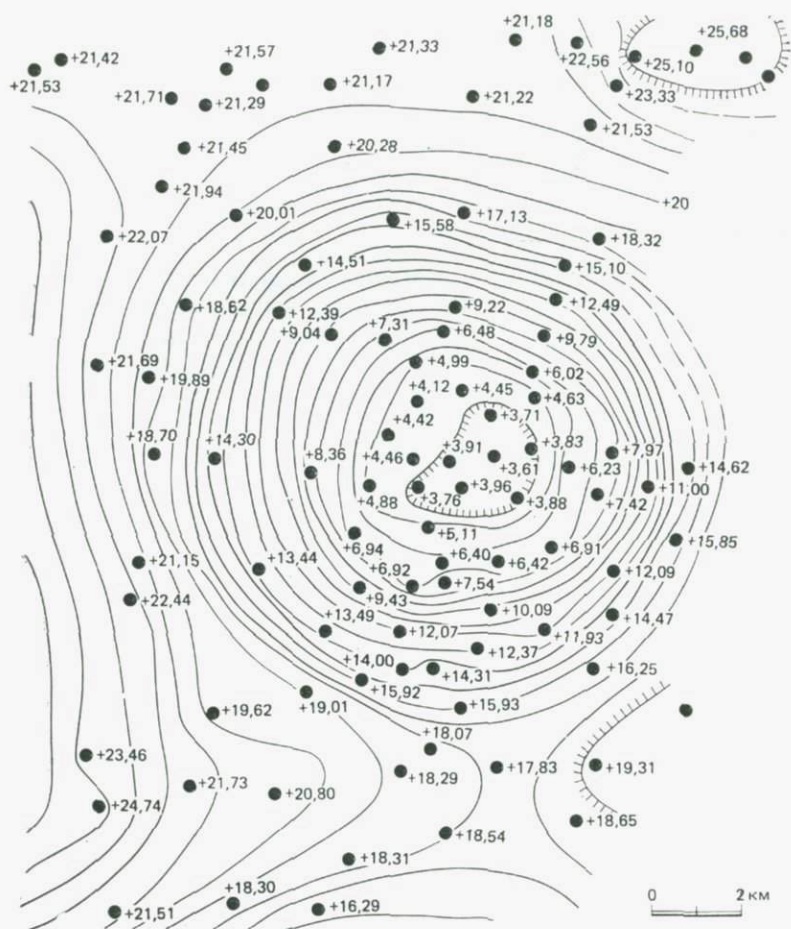


Рис. 3.27. Карта аномалий Буге над соляным куполом Морс в Датском бассейне [63].

рина  $x_{1/2}$ , определенная по профилю, идущему с северо-востока на юго-запад, приблизительно равна 3700 м. Если предположить, что аномальное тело имеет сферическую форму, то глубина  $Z_c$  до центра массы соли определяется по правилу полуширины как  $1,305x_{1/2}$  и оказывается примерно равной 4800 м. Исходя из полной амплитуды аномалии, мы можем оценить радиус  $R$  эквивалентной сферы. Однако для этого требуется иметь некоторую информацию о среднем перепаде плотности между солью и вмещающими меловыми и более древними осадочными отложениями на глубинах порядка  $Z_c$ . Если средний перепад плотности принять равным  $-250 \text{ кг/м}^3$ , то, используя уравнение (3.30), мы

получим значение  $R=3800$  м. Тогда глубина  $Z_T$  залегания верхней границы соляного купола, равная  $Z_c-R$ , оценивается приблизительно в 1000 м. Если бы перепад плотности принимался равным  $-200$  кг/м<sup>3</sup>, то значение  $R$  было бы равно 4100 м и глубина  $Z_T$  оказалась бы примерно равна 700 м.

Описанная интерпретация, выполненная в 1974 г. только по гравиметрическим данным, согласуется с результатами сейсмических исследований методом отраженных волн, проведенных в 1979 г. (см. рис. 11.4). Этот пример иллюстрирует, что, даже не имея конкретной информации о плотностях и глубине купола в какой-либо точке (эту информацию обеспечивают данные бурения или сейсмические данные), путем простых расчетов на сферической модели можно получать геологически значимую информацию о местоположении, приблизительной глубине залегания тела и его приблизительном диаметре, который ограничивает более глубокие края купола. Другой аспект, который нужно здесь подчеркнуть, состоит в том, что детали гравиметрических данных, которые могут быть полезными, очень сильно зависят от цели съемки. Карта силы тяжести в редукции Буге на рис. 3.27 построена по точкам наблюдений, расположенным на расстояниях приблизительно 1—2 км друг от друга, причем имеются обширные пробелы, в частности вдоль восточной окраины исследованной площади. Этих данных вполне достаточно для локализации и определения общих очертаний соляного купола. Однако для определения детальных особенностей купола и его крышки (кэпрока) потребовались бы значительно меньшие интервалы между точками измерения над центральной частью купола, с тем чтобы картировать имеющиеся здесь относительно быстрые изменения и выделить влияющие покрывающих отложений (обычно создающих небольшую положительную аномалию) от эффекта, вызываемого солью.

Пример гравиметрических исследований над двумя соляными куполами на Техасском побережье Мексиканского залива с очень сильными влияниями перекрывающих соль пород приводится в статье Хаммера [38]. Рис. 3.28 иллюстрирует влияние кэпрока (положительные аномалии 4—5 мГал), наблюдавшееся на наземном гравиметрическом профиле, и его ослабление на аэрогравиметрическом профиле при высоте полета 310 м. Отметим приблизительное соответствие между аэрогравиметрическим профилем и продолженным вверх наземным гравиметрическим профилем. Методика пересчета вверх данных о поле силы тяжести рассмотрена в разд. 3.6.4.

**3.6.7. Использование вычислительных средств и итерационных методов.** В некоторых задачах интерпретации требуется вычислять силу тяжести для тел неправильной формы. Имеется ряд графических устройств и машинные методы, которые позво-

ляют быстро выполнить детальные вычисления. В общем они классифицируются как двумерные и трехмерные методы. Двумерные расчеты применимы к ситуациям, когда аномалии являются вытянутыми. На рис. 3.29 показана простая сетка, которую можно использовать для этой цели. Разработаны также некоторые сеточные палетки для вычисления аномалий силы тяжести от трехмерных тел произвольной формы. В качестве альтернативы можно использовать номограмму, основанную на принципе суммирования действия прямоугольных пластин [64]. Однако в настоящее время детальные вычисления обычно выполняются на цифровых ЭВМ. Из различных компьютерных методов чаще всего используется метод, основанный на аппроксимации тела рядом тонких слоев с боковыми поверхностями в виде многоугольников [72].

В последние годы с переменным успехом были испробованы несколько методов «инверсии» гравиметрических и магнитных

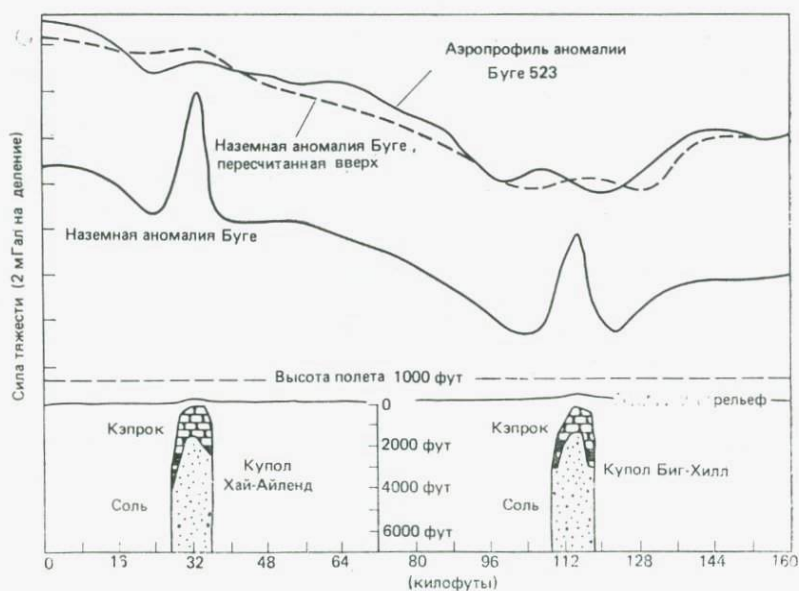


Рис. 3.28. Сравнение аэро- и наземных гравиметрических данных над двумя соляными куполами на Техасском побережье Мексиканского залива [38]. Вверху сопоставляются аэрогравиметрические данные и наземные данные о силе тяжести, аналитически продолженные вверх до высоты полета, равной 310 м. Отметим ослабление положительных аномалий, вызванных глубоко залегающим кэпроком. 1 фут=0,305 м. (На фоне широкой отрицательной аномалии, вызванной соляным куполом, отмечается узкая положительная аномалия, связанная с плотными породами в вершине купола.— Ред.)

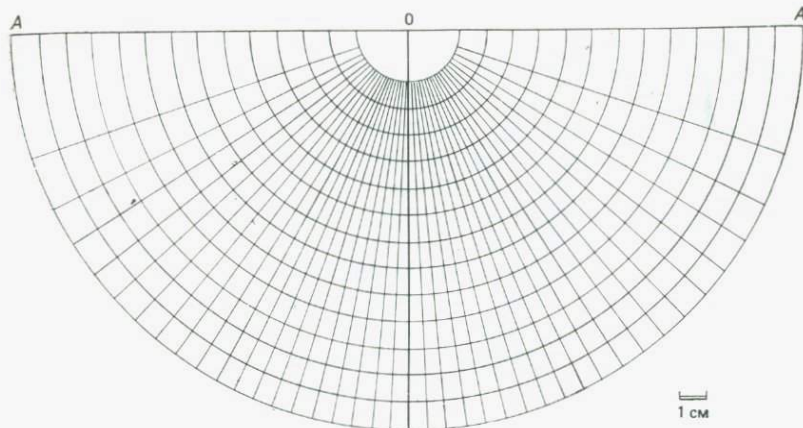


Рис. 3.29. Сеточная палетка для вычисления аномалий силы тяжести от двумерных тел. Гравитационный эффект от каждого элемента равен  $6,67 \times 10^{-9} \rho S$  мГал, где  $1/S$  — масштаб интерпретируемого разреза, а  $\rho$  — перепад плотности в  $\text{кг/м}^3$ . (Из работы [33] с изменениями.)

данных с целью определения параметров тела, создающего аномалию. Ботт [14] и Педерсен [54] дали обзор теоретических основ этих методов и рассмотрели условия получения устойчивых решений. Методы инверсии при правильном использовании могут давать оптимизированное решение для параметров модельного источника. Однако с увеличением числа параметров модели возрастают математические сложности и машинное время. На практике для «фиксации» некоторых параметров, которая ускоряет процесс инверсии, используется имеющаяся геологическая информация [32, 45]. Для тел, кровля которых выходит на поверхность (например, батолитов, ледниковых долин, осадочных бассейнов), аномальное распределение плотности на глубине находится несколько быстрее.

Проиллюстрируем использование метода инверсии полевым примером, приведенным в статье [70]. В этом примере (рис. 3.30) предоставлена аномалия силы тяжести от неогенового осадочного бассейна эллиптической формы, который образовался во внутренней части Западных Карпат во время средне-меловой складчатости. Средний перепад плотности между неогеновыми осадочными отложениями и нижележащим карпатским фундаментом предполагался примерно равным  $400 \text{ кг/м}^3$ . Для осадочного бассейна на первом этапе принималась коническая форма, а затем посредством автоматического итерационного процесса определялась настоящая форма этого тела. Максимальная глубина бассейна, согласно расчетам, оказалась примерно равной 2,2 км. Интерпретация была подтверждена резуль-

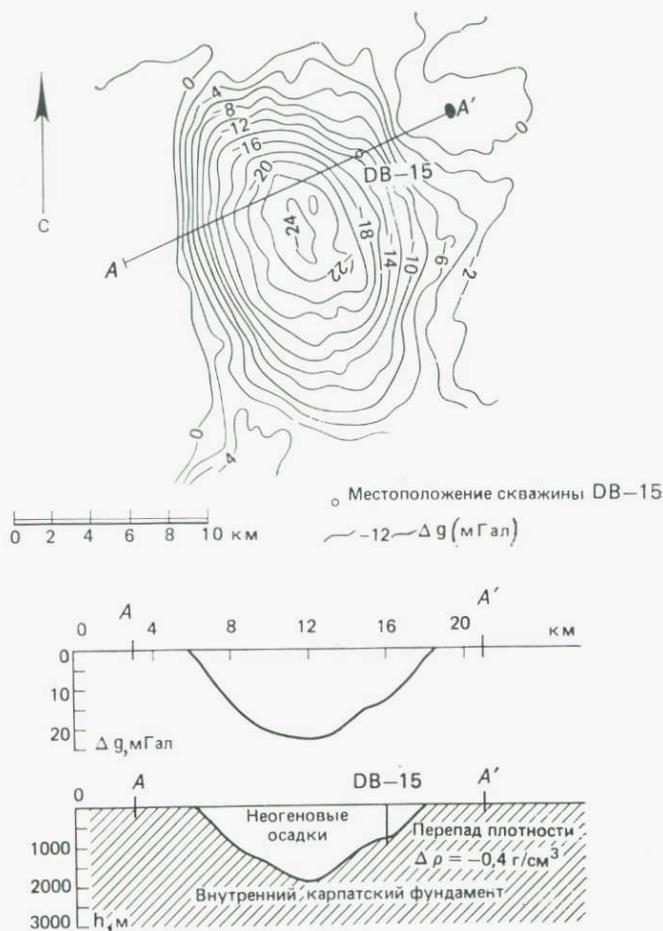


Рис. 3.30. Интерпретация минимума силы тяжести, вызванного неогеновыми осадочными отложениями Бановецкого бассейна в Чехословакии [70].

татами бурения скважины DB-15, которая достигла фундамента на глубине 0,98 км. В этой точке рассчитанная оценка глубины была равна 0,88 км.

### 3.7. Аномалии силы тяжести и геологические структуры

Измерения силы тяжести используются для изучения геологических структур очень многих типов в интервале глубин и размеров от очень глубоких крупных блоков земной коры до при-

поверхностных рудных тел. В общем большие региональные вариации силы тяжести в редукции Буге связаны с изменениями толщины земной коры или обусловлены крупными неоднородностями массы. С другой стороны, локальные аномалии приписываются приповерхностным неоднородностям массы. Отрицательные аномалии отождествляются с осадочными бассейнами, соляными и гранитными структурами и грабенами; положительные аномалии соответствуют поднятиям, горстам и массивам мафических пород. Здесь мы рассмотрим лишь несколько примеров, которые демонстрируют конкретную применимость гравиметрических исследований к решению различных задач, связанных с региональными и локальными структурами. В то же время эти примеры покажут, что, несмотря на проблему неоднозначности в интерпретации, аномалии силы тяжести могут давать очень важную информацию о структурах разреза и распределениях плотности.

**3.7.1. Гранитные и соляные структуры.** Гранитные и соляные структуры обладают гравитационным полем специфического характера и проявляются как минимумы силы тяжести. Отрицательные аномалии, наблюдаемые над гранитами во многих частях земного шара [8, 11, 21, 68], имеют типичные амплитуды величиной от 15 до 60 мГал. Они показывают, что средняя плотность пород фундамента в верхней части земной коры (около  $2760 \text{ кг/м}^3$ ) значительно выше, чем плотность гранита (обычно около  $2670 \text{ кг/м}^3$ ). Когда эти аномалии были отмечены впервые, они вызвали удивление, так как предполагалось, что верхняя часть континентальной коры в основном состоит из гранитов. Исходя из гравиметрических данных теперь совершенно ясно, что термин «гранитный слой» для пород фундамента в верхней части коры не подходит [12].

Если гранитные тела обнажаются на поверхности, то аномалии силы тяжести можно использовать для оценки глубинной протяженности тела и элементов залегания его наклонных контактов. Смитсон [68] подробно исследовал докембрийские граниты в Южной Норвегии, из которых Гримстадский гранит, видимо, идеально подходит для интерпретации гравиметрических данных. Это связано с тем, что влияние рельефа местности пренебрежимо мало, а картина обнажений и аномальное поле силы тяжести имеют простой вид. Из геологических соображений Гримстадский гранит можно рассматривать как почти круглое (диаметром около 8 км) однородное тело, имеющее почти вертикальные края, которые выявляются по эруптивной брекчии и мигматитовой зоне без признаков термального метаморфизма.

На рис. 3.31 показана остаточная аномалия по профилю, проходящему через центр этого гранитного тела. Плотности пород, измеренные по обнажениям на поверхности, показывают, что

между гнейсом ( $\rho=2810 \text{ кг/м}^3$ ) и гранитом ( $\rho=2640 \text{ кг/м}^3$ ) наблюдается большая разница в плотности, создавая перепад плотности в  $170 \text{ кг/м}^3$ . Смитсон использовал этот перепад плотности для расчета модели, которая может имитировать влияние гранита. С учетом элементов залегания контактов и формы этого гранитного тела в плане предложена модель в виде вертикального цилиндра. Для вычисления аномалии силы тяжести использовался метод телесного угла (см. уравнение (3.35)). Простейшей моделью был бы один вертикальный цилиндр с тем же диаметром, как у гранитного тела; однако асимметричная форма аномалии исключает эту возможность. Поэтому, как показано на рис. 3.31, использовались два наложенных друг на друга цилиндра с различными диаметрами. Соответствие между наблюдаемой и рассчитанной аномальными кривыми достаточно хорошее. Это позволяет предполагать, что минимальная толщина гранитного тела (его протяженность по вертикали) примерно равна 2,6 км. Если предполагать, что перепад плотности уменьшается с глубиной, то толщина гранита должна быть значительно большей.

Другой вывод из Гримстадской аномалии состоит в том, что северо-восточный контакт гранита с гнейсом имеет значительно

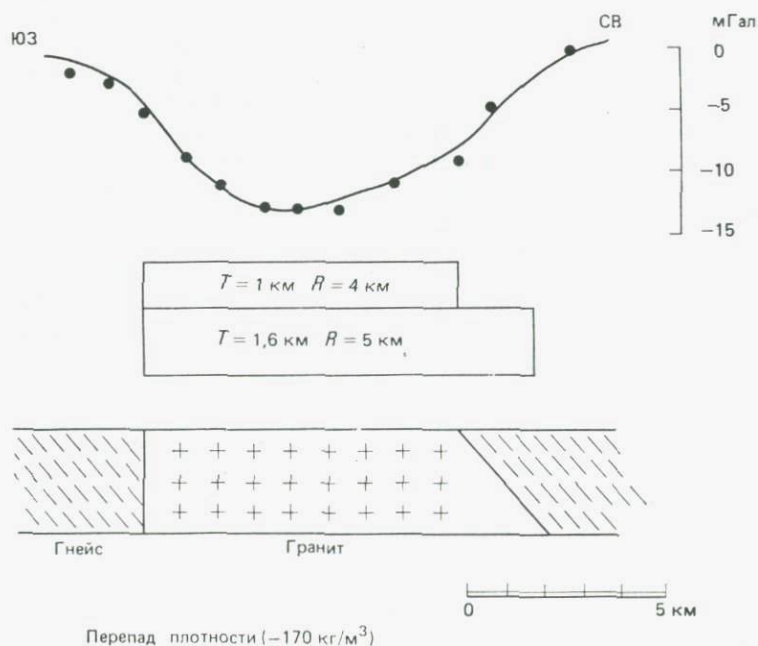


Рис. 3.31. Остаточная аномалия силы тяжести над Гримстадским гранитом и модель, отвечающая наблюдаемой аномалии [68].

менее крутое падение, чем указывают геологические наблюдения. Разрешению вопроса о наклоне контакта наружу или внутрь может помочь следующая полезная проверка. Пусть  $A$  — полная амплитуда аномалии над гранитной интрузией. Если границы интрузивного тела почти вертикальные, то значение аномалии над ними будет примерно равно  $A/2$ . Если аномалия над контактом уменьшилась до значения меньше  $A/2$ , то граница падает внутрь; если она больше, чем  $A/2$ , она падает наружу. Эта проверка применима к «чистой» аномалии и обычно справедлива при условии, что ширина тела больше глубины его верхней кромки, а перепад плотности постоянен. Для границ гранитного тела характерен наклон наружу. Гравиметрические исследования в различных регионах продемонстрировали, что некоторые действительно большие плутоны продолжают на значительную глубину (Дартмурский гранит, Англия), некоторые крупные плутоны имеют небольшие вертикальные размеры (гранит из Фла, Норвегия), а в некоторых плутонах содержатся большие объемы мафических пород (граниты острова Скай, Шотландия).

Аномалии силы тяжести использовались не только для определения формы гранитных тел в геологическом разрезе, но и для получения информации по проблемам их происхождения и внедрения. Еще одно следствие больших отрицательных аномалий силы тяжести над гранитными батолитами состоит в том, что гранит не мог образоваться в результате дифференциации магмы на месте, поскольку осаждение более плотных минералов создавало бы слой с избыточной массой, влияние которого сильно маскировало бы отрицательную аномалию. В этом отношении более удовлетворительна другая теория, основанная на интрузии материнской магмы гранитного состава. Эксперименты с гравитационной интрузией, которую моделировал Рамберг [58], указывают на то, что гранитные интрузии поднимаются через тол-

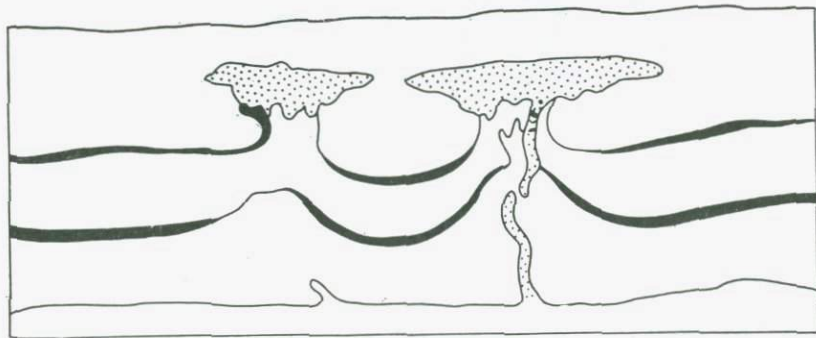


Рис. 3.32. Физическое моделирование гравитационной интрузии гранитной магмы (точки). Интрузия не имеет корней, и под ней сохранились претерпевшие деформирование слои осадочных отложений.

щу расслоенных пород и размещаются по существу как тела без корней (рис. 3.32).

Таким образом изучение гранитов служит наглядным примером прямого применения гравиметрических исследований к решению геологических задач. В своем прекрасном обзоре Ботт и Смитсон [15] представили проблему гранитов на геофизической основе. Соргенфрей [69] рассмотрел главные петрогенетические аспекты гранитов и привел подробную компиляцию данных о гранитных и соляных структурах из нескольких районов с целью показать, что гранитный и соляной диапиризм тесно связаны как в структурном отношении, так и генетически. На рис. 3.33 показаны минимумы силы тяжести, связанные с известными соляными бассейнами в районе Северного моря.

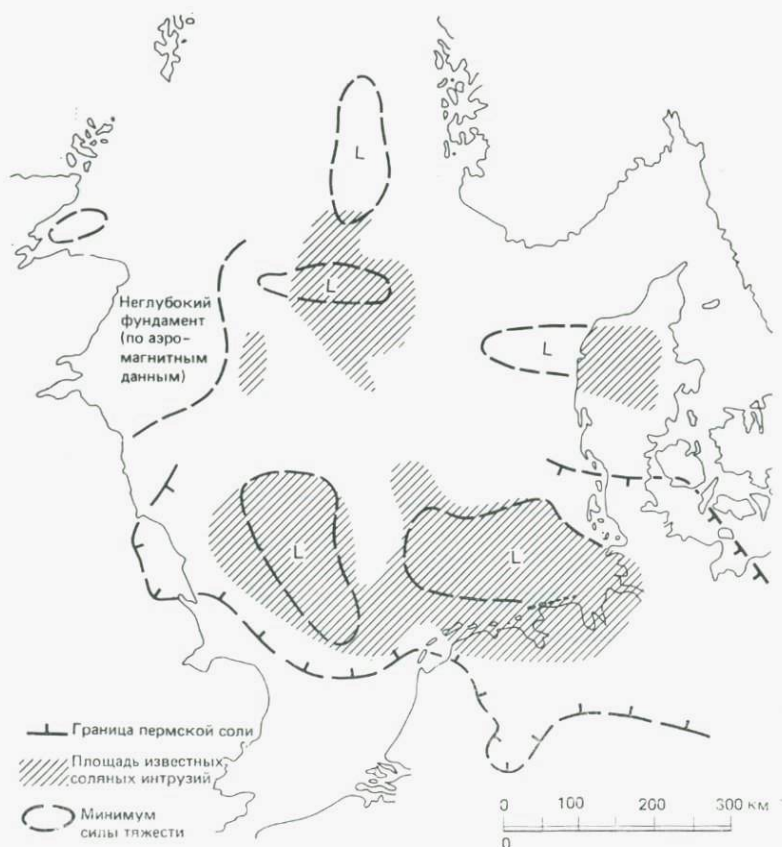


Рис. 3.33. Соляные бассейны в Северном море, имеющие связь с минимумами силы тяжести (L) [42].

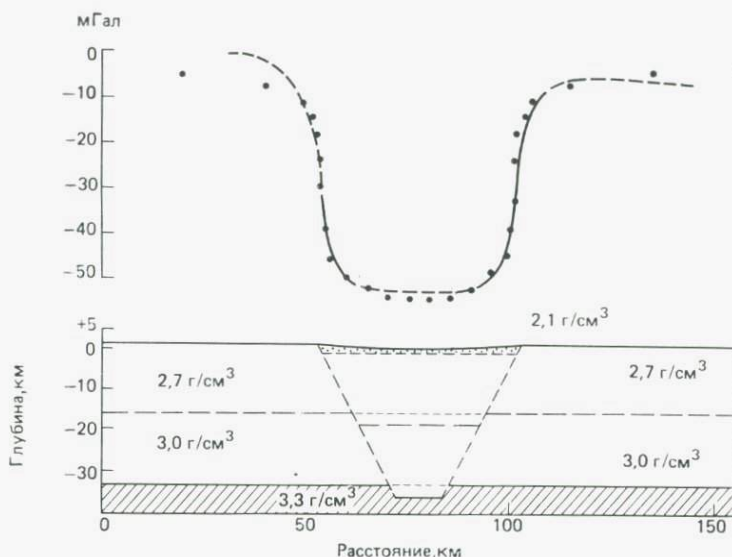


Рис. 3.34. Наблюдаемая аномалия Буге над рифтовой долиной Альберт. Кривая хорошо согласуется с расчетной моделью (точки) для рифтовой долины, образованной нормальными сбросами и заполненной осадками. (Из работы [30] с изменениями.)

**3.7.2. Рифтовые долины и осадочные бассейны.** Гравиметрические съемки показывают, что иногда над рифтовыми долинами наблюдаются большие отрицательные аномалии. Например, на Восточно-Африканском плато для некоторых отдельных рифтовых долин характерны отрицательные аномалии примерно до  $-150$  мГал. На рис. 3.34 приведены кривая аномалии Буге, наблюдаемой над рифтовой долиной озера Альберт (Мобуту-Сесе-Секо) [30], и рассчитанная модель. И геологические наблюдения, и профили силы тяжести через эти долины подтвердили, что разломы являются нормальными сбросами. Это показывает, что системы рифтов создаются горизонтальным растяжением, действующим в земной коре.

Кривая аномалии Буге над центральной частью рифтовой системы Рейнского грабена показана на рис. 3.35. Наблюдаемая в пределах этого грабена аномалия имеет отчетливую асимметрию, причем ось минимума силы тяжести располагается ближе к западному краю грабена. Большую часть этой отрицательной аномалии можно объяснить заполнением грабена осадками с низкой плотностью, хотя основной минимум около западного края плохо согласуется со строением осадочного чехла, показанным на геологическом разрезе. Следовательно, отрицательные аномалии над Рейнским грабеном не могут объясняться только

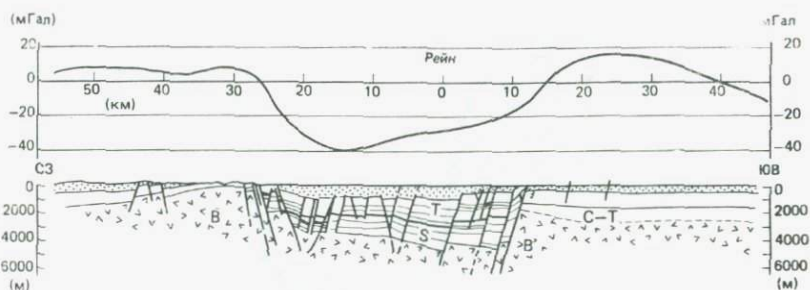


Рис. 3.35. Аномалия Буге над центральной частью Рейнского грабена [46]. Геологический разрез взят из работы [10]: Т — третичные и более молодые осадочные отложения; S — бунтзандштейн; С-Т — допермские осадочные отложения; В — породы фундамента.

дефицитом массы в заполняющих его осадочных отложениях. Происхождение аномалий должно быть связано со строением кристаллического фундамента. На основании наблюдавшегося уменьшения скорости сейсмических волн и связанного с ним изменения плотности Мюллер [46] предположил, что на соответствующих глубинах должно происходить латеральное изменение состава материала, слагающего фундамент. Представляется, что породы фундамента в грабене в общем гранитные ( $\rho = 2670 \text{ кг/м}^3$ ), а за пределами грабена они имеют более высокую плотность ( $\rho = 2800 \text{ кг/м}^3$ ).

**3.7.3. Структура континентальных окраин, океанических хребтов и желобов.** Морские гравиметрические съемки оказались ценным средством для изучения глубинного строения окраин континентов, срединно-океанических хребтов и желобов. Сжатое описание морских гравиметрических наблюдений над различными районами океанов и континентальных окраин имеется в книге [23]. Здесь мы приведем некоторые примеры этих исследований.

Гравиметрические исследования в сочетании с сейсмическими данными использовались для прослеживания того, каким именно образом континентальный и океанский типы коры сочленяются на континентальном склоне. Обычно для решения этой задачи проводят сейсмические исследования методом преломленных волн по обе стороны от склона для определения толщины земной коры в нескольких точках, а затем по гравиметрическим данным стараются установить форму раздела Мохо при пересечении континентальной окраины. Рис. 3.36 иллюстрирует разрез коры для краевой зоны Багамских островов в окрестности острова Эльютера, определенный по гравиметрическим данным. Здесь кора континентальной окраины резко утоняется до нормальной океанической коры на протяжении расстояния  $\sim 150 \text{ км}$ .

Отметим резкое изменение силы тяжести (более 120 мГал) на отрезке в 100 км. Этот склон топографически является одним из самых крутых склонов, обнаруженных в океанических областях, и одним из наиболее впечатляющих примеров того, как континентальный разрез резко переходит в океанический.

Связь аномалий силы тяжести над срединно-океанскими хребтами со строением коры рассмотрена в работе Тальвани [71]. Большинство хребтов характеризуются малыми, преимущественно положительными, широкими аномалиями в свободном воздухе. В отличие от них аномалии Буге над гребнями хребтов

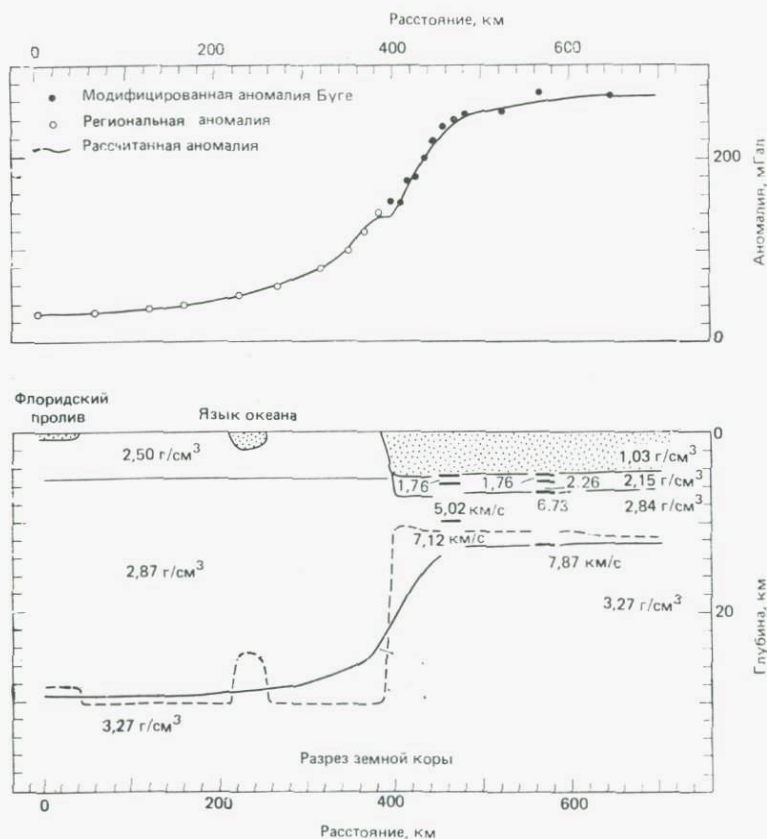


Рис. 3.36. Разрез земной коры в зоне континентальной окраины у Багамских о-вов, построенный на основе гравиметрических измерений по профилю и ограниченных сейсмических данных [74]. Форма раздела Мохо (внизу), рассчитанная по данным о силе тяжести (сплошная кривая), сравнивается с той, которую он имел бы, если бы изостатическая компенсация по модели Эйри была полной (пунктирная кривая). Вертикальный масштаб в 10 раз больше горизонтального.

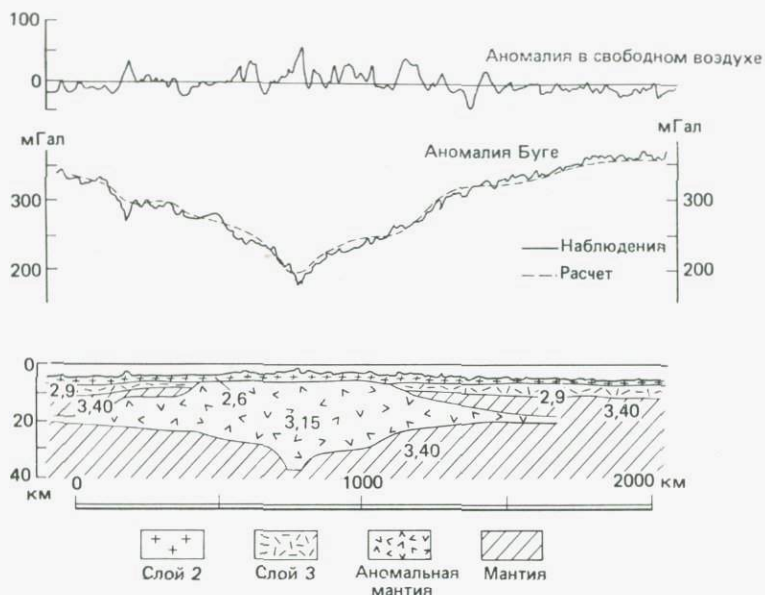


Рис. 3.37. Аномалия силы тяжести через Срединно-Атлантический хребет. Возможная модель распределения плотности, которая способна объяснить наблюдаемый минимум силы тяжести, выведена по данным о скоростях сейсмических волн [73].

в основном отрицательные и имеют амплитуды, сравнимые с теми, которые наблюдаются над континентальными горными областями. Аномалия над Срединно-Атлантическим хребтом к северу от  $30^\circ$  с. ш. является хорошо развитой (рис. 3.37) и детально исследована. Минимум аномалии Буге над гребнем хребта позволяет предполагать изостатическую компенсацию этого хребта, но одна лишь аномалия силы тяжести не может конкретизировать механизм компенсации. Тальвани и др. [73] моделировали строение коры под хребтом, согласующееся и с гравиметрическими, и с сейсмическими (там, где они проводились) наблюдениями, используя соотношение скорость — плотность из работы Нейфа и Дрейка [47]. В этой модели предполагается, что материал с низкой плотностью под гребнем хребта связан с восходящими конвективными потоками в мантии. Эта модель подтверждается высоким тепловым потоком, наблюдаемым над срединно-океаническими хребтами.

Аномалии силы тяжести над несколькими глубоководными желобами детально рассмотрены в работе Ворцеля [83]. Позднее многочисленные съемки, выполненные с помощью набортных гравиметров, обеспечили новые данные. Тальвани [71] опубликовал ряд графиков аномалий в свободном воздухе, пересекаю-

щих различные желоба. Вблизи оси желоба отмечается минимум силы тяжести со значениями ее в интервале от  $-150$  до  $-350$  мГал. С этим минимумом связана положительная аномалия, которая располагается над соседней вулканической островной дугой и имеет значения, достигающие  $+200$  мГал и выше. Отрицательная аномалия над осью желоба приписывается главным образом аккумуляции мощной толщи осадков над океанической корой, а связанная с ней положительная аномалия — плотной плите литосферы, погружающейся в мантию на несколько сотен километров.

Пример такой интерпретации дан на рис. 3.38 для гравиметрического профиля, пересекающего Чилийский желоб и Анды. Интерпретация Гроу и Боуина [34] основана на сейсмических данных (там, где они имеются), а плотности материала плиты оцениваются для относительно холодной литосферы при давлениях, соответствующих глубинам, на которые она погрузилась. Гравитационный эффект этой плотной плиты создает широкую положительную аномалию ( $\sim 100$  мГал) над Андами, несмотря на их относительно мощный корень в коре.

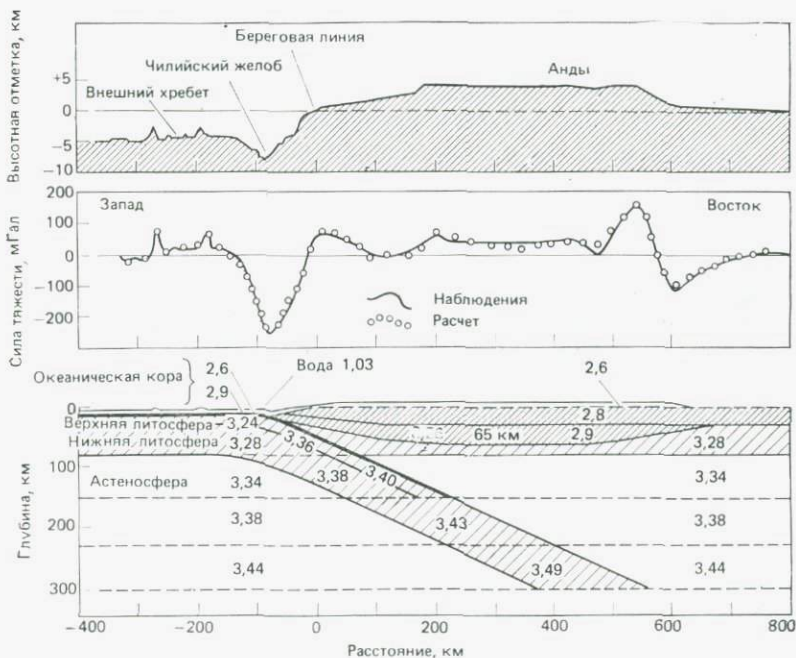


Рис. 3.38. Наблюдавшиеся и рассчитанные аномалии в свободном воздухе через Чилийский желоб и Анды [34]. Границы внутри коры и значения плотности ( $\text{г/см}^3$ ) определены по сейсмическим данным. Плотности в погружающейся плите найдены из оценок температуры и давления на соответствующих глубинах.

Сходные картины аномалий наблюдаются также в связи со структурами Алеутского и Японского желобов и желоба Тонга в Тихом океане. Современное представление, основанное главным образом на сейсмологических данных (см. рис. 2.21), состоит в том, что желоба формируются в тех местах, где плотная плита литосферы погружается в мантию на несколько сотен километров. Главное воздействие этой плиты заключается в создании широкой положительной аномалии силы тяжести.

**3.7.4. Региональная геология и тектоника.** Региональные измерения силы тяжести дают информацию о главных структурных элементах и создают прекрасную основу для изучения общего тектонического строения той или иной геологической провинции. В качестве примера на рис. 3.39 представлена упрощенная карта силы тяжести для района Северного моря. На основании региональных минимумов силы тяжести в Северном море оконтуриваются три осадочных бассейна. Они называются Северо-Западно-Германским, Британским Североморским и Норвежско-Датским бассейнами. Линиями, разделяющими эти три бассейна, служат три структурных поднятия: поднятие Рингкёбинг-Фин, Срединно-Североморское поднятие и Срединно-Нидерландский хребет. По строению коры с поднятием Рингкёбинг-Фин можно сравнить Лондонско-Брабантский массив, поскольку в обоих случаях наблюдается неглубокое залегание докембрийского фундамента. На рассмотренной карте силы тяжести проявляется влияние соляных структур, имеющих в этих суббассейнах (см. также рис. 3.33).

Среднее значение силы тяжести в редукции Буге над Британским Североморским бассейном и Северо-Западно-Германским бассейном имеет порядок  $-25$  мГал. Оно проявляется на фоне положительных аномалий порядка  $20-30$  мГал над упомянутыми выше поднятиями. Разница в  $45-55$  мГал может объясняться дефицитом массы осадочных отложений с вероятной мощностью около  $4500-5000$  м. Это оценка следует из формулы силы тяжести ( $2\pi G t \Delta\rho$ , см. уравнение (3.21)) для бесконечного слоя толщиной  $t$  в предположении перепада плотности около  $250$  кг/м<sup>3</sup> между осадочными отложениями бассейна и окружающими породами фундамента.

Другим примером является юго-западная часть структурной провинции Черчилл на Канадском щите. Упрощенная геологическая карта и аномалии Буге этого региона показаны на рис. 3.40. Главной структурой здесь служит большой блок протерозойского песчаника (известного как формация Атабаска) с плотностью около  $2400$  кг/м<sup>3</sup> и толщиной менее  $1000$  м. Наиболее поразительной особенностью этой карты является центральный пояс необычайно интенсивных аномалий, ограниченный на северо-западе и юго-востоке областями низких значений силы тяжести.

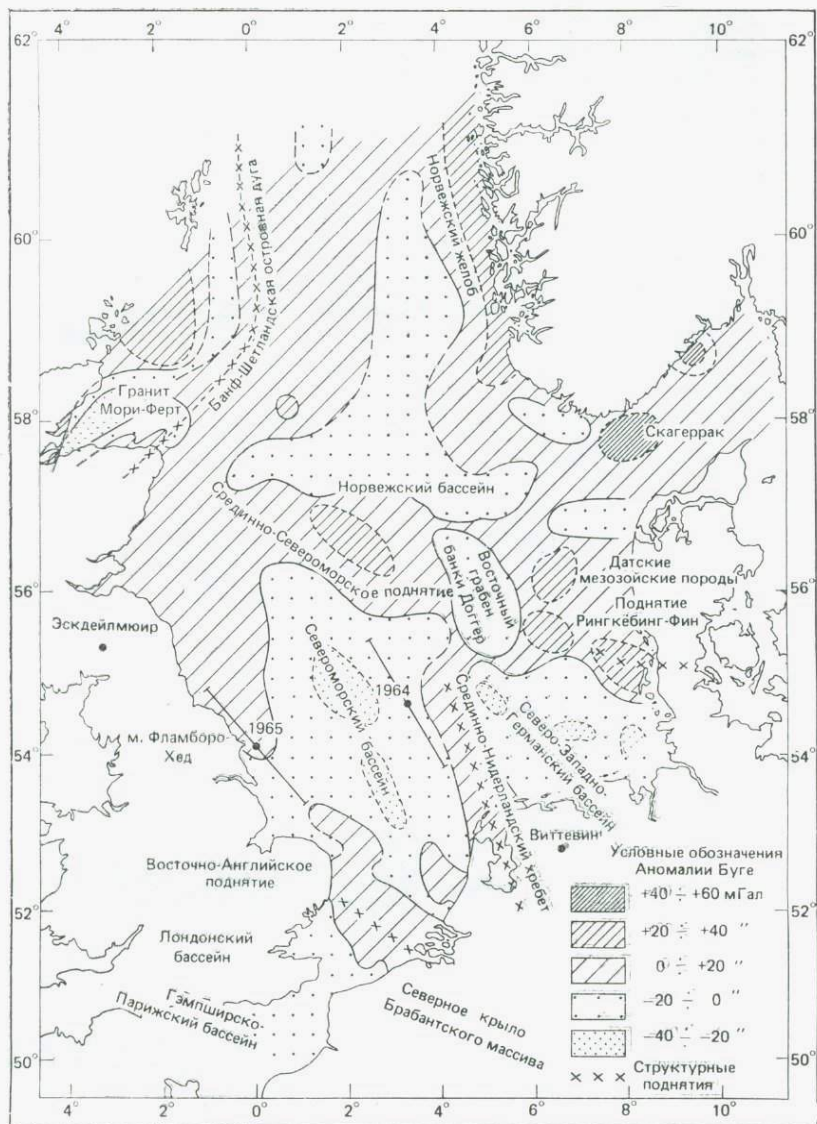


Рис. 3.39. Упрощенная карта силы тяжести в Северном море (из работы Коллетта [18] с дополнительными данными из других источников).

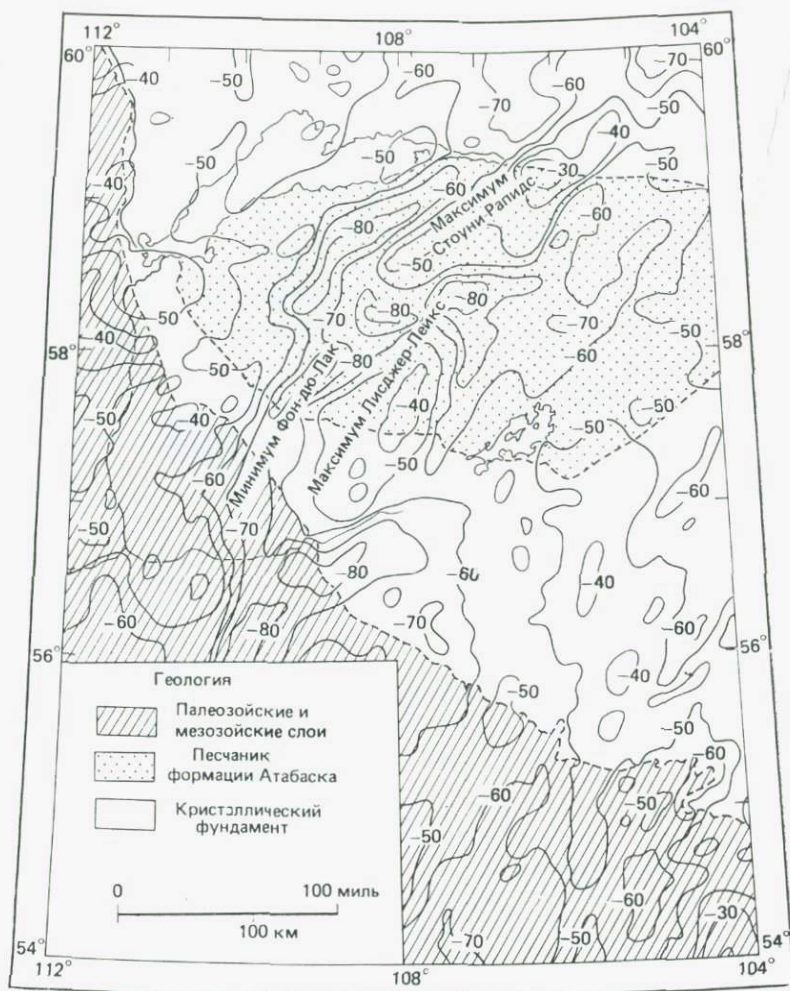


Рис. 3.40. Упрощенная геологическая карта и аномалии Буге (в мГал) провинции Черчилл — северные части пров. Саскачеван и пров. Альберта (Канада) [40]. Шаг изолиний 10 мГал.

Поперечные размеры зон максимумов и минимумов силы тяжести находятся в интервале 40—70 км и указывают на значительные изменения средней плотности пород фундамента.

Эта карта силы тяжести указывает на длинноволновые вариации литологии земной коры, которые не проявляются на существующих мелкомасштабных геологических картах. Максимум Стоуни-Рапидс близко связан с большим, частично обнажаю-

щимся блоком норита с высокой плотностью. В этой области уже активно разрабатываются руды меди, никеля и кобальта. На региональной схеме силы тяжести оконтуривается и обнажающаяся часть норитового массива, и его юго-западное продолжение под песчаники формации Атабаска. Другая аномалия сходной величины (максимум Лисджер-Лейкс) на юго-западе области, вероятно, указывает на подобную интрузию норита, где может находиться еще одна зона минерализации.

Аномалии силы тяжести, обусловленные изменениями мощности пласта песчаника, вероятно, маскируются значительно более сильными аномалиями, обусловленными литологическим составом пород фундамента. Например, изменения мощности песчаника, связанные с рельефом поверхности фундамента ( $\rho = 2750 \text{ кг/м}^3$ ) при перепаде высот около 500 м, создавали бы аномалию силы тяжести с амплитудой всего 7 мГал, что слишком мало по сравнению с действительным диапазоном значений около 60 мГал. Приведенный выше расчет следует из формулы силы тяжести для бесконечного слоя (уравнение (3.21)). Он позволяет предполагать, что аномалии силы тяжести над песчаником фактически связываются с метаморфическим фундаментом; области повышенных значений силы тяжести связаны с норитами и метаморфизованными вулканическими породами, в то время как области пониженных значений, по-видимому, связаны со щелочными гранитами. Цель этого примера — показать, что с помощью гравиметрических данных мы имеем возможность определять геологическое строение закрытых областей путем экстраполяции, используя информацию по участкам открытого фундамента.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Agarwal B. N. P. and Lal T.* Application of rational approximation in the calculation of the second derivative of the gravity field. *Geophysics*, **36**, 571—581, 1971.
2. *Agocs W. B.* Least squares residual anomaly determination. *Geophysics*, **16**, 686—696, 1951.
3. *Airy G. B.* On the computation of the effect of the attraction of mountain masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of station in geodetic surveys. *Phil. Trans. R. Soc., Lond., Ser. B* **145**, 101—104, 1855.
4. *Andrews J. T.* Pattern and causes of variability of postglacial uplift and rate of uplift in Arctic Canada. *J. Geol.* **76**, 404—425, 1968.
5. *Baker P. E.* Density logging with Gamma rays. *A. Inst. Min. Metall. Engrs. Tech. Publ.* 4564. *In J. Pet. Technol.* **9**(10), 289—294, 1957.
6. *Balling N.* The land uplift in Fennoscandia, gravity field anomalies and isostasy. *In N. A. Mörner (Editor), Earth Rheology, Isostasy and Eustasy.* John Wiley, New York, pp. 297—321, 1980.
7. *Baranow W.* Potential Fields and Their Transformations in Applied Geophysics. Gebruder Borntraeger, Berlin, 146 pp., 1975. [Русский перевод: Баранов В. Потенциальные поля и их трансформации в прикладной геофизике. — М.: «Недра», 1980.]
8. *Bean R. J.* Relation of gravity anomalies to the geology of Central Vermont and New Hampshire. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **64**, 509—538, 1953.

9. *Bjerhammar A.* Postglacial uplifts and geopotentials in Fennoscandia. In N. A. Mörner (Editor), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. John Wiley, New York, pp. 323—326, 1980.
10. *Bojgk H. and Schöneich H.* Die Tiefenlage der Permbasis in nördlichen Teil des Oberrheingraben. *Int. Upper Mantle Project, Sci. Rep.*, No. 27, pp. 45—55, 1970.
11. *Bott M. H. P.* A geophysical study of the granite problem. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, **112**, 45—67, 1956.
12. *Bott M. H. P.* The granite layer. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **5**, 207—216, 1961.
13. *Bott M. H. P.* *The Interior of the Earth*, 2nd Ed. Edward Arnold, London, 403 pp., 1982. [Русский перевод: Ботт М. Внутреннее строение Земли. — М.: Мир, 1974.]
14. *Bott M. H. P.* Inverse methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies. In Bruce A. Bolt (Editor), *Methods in Computational Physics*, Vol. 13. Academic Press, New York, pp. 133—162, 1973.
15. *Bott M. H. P. and Smithson S. B.* Gravity investigations of subsurface shape and mass distributions of granite batholiths. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **78**, 859—878, 1967.
16. *Cathles L. M.* *The Viscosity of the Earth's Mantle*. Princeton University Press, 386 pp., 1975.
17. *Clark S. P., Jr.* *Handbook of Physical Constants*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, No. 97, Rev. Ed., 587 pp., 1966. [Русский перевод: Справочник физических констант горных пород./Под ред. Кларка С. мл. — М.: Мир, 1969.]
18. *Collette B. J.* On the subsidence of the North Sea area. In D. T. Donovan (Editor), *Geology of Shelf Seas*. Oliver & Boyd, London, pp. 15—26, 1968.
19. *Cook A. H.* A new absolute determination of the acceleration due to gravity at the National Physical Laboratory, England. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Ser. **A 261**, 211—252, 1967.
20. *Cook A. H.* *Physics of the Earth and Planets*. Macmillan, London, 316 pp., 1973.
21. *Cook A. H. and Murphy T.* Measurements of gravity in Ireland. Gravity survey of Ireland north of the line Sligo-Dundalk. *Geophys. Mem. Dublin Inst. Adv. Studies*, No. 2, Pt. 4, pp. 1—36, 1952.
22. *Coyle L. A.* The application of borehole gravimetry to remote sensing of anomalous masses. M. S. Thesis, Purdue University, 56 pp., 1976.
23. *Dehlinger P.* *Marine Gravity*. Elsevier, Amsterdam, 322 pp., 1978.
24. *Delaney J. P.* Leonardo da Vinci on isostasy. *Science*, **91**, 546, 1940.
25. *Elkins T. A.* The second derivative method of gravity interpretation. *Geophysics*, **16**, 29—50, 1951.
26. *Garland G. D.* *The Earth's Shape and Gravity*. Pergamon Press, London, 183 pp., 1965. [Русский перевод: Гарленд Дж. Форма Земли и сила тяжести. — М.: Мир, 1967.]
27. *Garland G. D.* *Introduction to Geophysics. Mantle, Core and Crust*. W. B. Saunders, Philadelphia, 420 pp., 1971.
28. *Gass I. G.* The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus. In P. J. Wyllie (Editor), *Ultramafic and Related Rock*. John Wiley, New York, pp. 121—132, 1967.
29. *Gass I. G. and Masson-Smith D.* The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Ser. **A 255**, 417—467, 1963.
30. *Girdler R. W.* Geophysical studies of rift valleys. *Phys. Chem. Earth*, **5**, 121—156, 1964.
31. *Grant F. S. and West G. F.* *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill, New York, 583 pp., 1965.
32. *Green W. R.* Inversion of gravity profiles by use of a Backus—Gilbert approach. *Geophysics*, **40**, 763—772, 1975.
33. *Griffiths D. H. and King R. F.* *Applied Geophysics for Engineers and Geologists*. Pergamon, London, 233 pp., 1965.

34. *Grow J. A. and Bowin C. O.* Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **80**, 1449—1458, 1975.
35. *Haalck H.* Lehrbuch der Angewandten Geophysik, Abschnitt 1, Bornträger, Berlin, pp. 27—155, 1953.
36. *Hammer S.* Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, **4**, 184—209, 1939.
37. *Hammer S.* Deep gravity interpretation by stripping. *Geophysics*, **28**, 369—378, 1963.
38. *Hammer S.* Reply to A. T. Herring's discussion on: air-borne gravity is here. *Geophysics*, **49**, 471—472, 1984.
39. *Heiskanen W. A. and Vening Meinesz F. A.* The Earth and Its Gravity Field. McGraw-Hill, New York, 470 pp., 1958.
40. *Innes M. J. S.* A new gravity anomaly map of Canada: An aid to mineral exploration. In L. W. Morley (Editor), *Mining and Groundwater Geophysics*. (Economic Geology Report No. 26). Geological Survey of Canada, pp. 238—258, 1969.
41. *Kane M. F.* A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, **27**, 455—462, 1962.
42. *Kent P. E.* Geological problems in North Sea exploration. In D. T. Donovan (Editor), *Geology of the Shelf Seas*. Oliver & Boyd, London, pp. 73—91, 1968.
43. *Ketelaar A. C. R.* A system for computer-calculation of the terrain correction in gravity surveying. *Geoexplorations*, **14**, 57—65, 1976.
44. *Kühnen F. and Furtwängler P.* Bestimmung der absoluten Grösse der Schwerkraft zu Potsdam. Veröff. Preuss. Geodät. Inst. No. 27, 397 pp., 1906.
45. *Last B. J. and Kubik K.* Compact gravity inversion. *Geophysics*, **48**, 713—721, 1983.
46. *Müller S.* Geophysical aspects of Graben formation in continental rift systems. Int. Upper Mantle Project, Sci. Rep., No. 27, pp. 27—37, 1970.
47. *Nafe J. E. and Drake C. L.* Physical properties of marine sediments. In M. N. Hill (Editor), *The Sea*, 3. Interscience, New York, pp. 794—815, 1963.
48. *Nettleton L. L.* *Geophysical Prospecting for Oil*. McGraw-Hill, New York, 444 pp., 1940.
49. *Nettleton L. L.* Regionals, residuals and structures. *Geophysics*, **19**, 1—22, 1954.
50. *Nettleton L. L.* *Elementary Gravity and Magnetism for Geologists and Seismologists*. Society of Exploration Geophysicists, Monograph, Tulsa, 121 pp., 1971.
51. *Pakiser L. C.* Structure of the crust and upper mantle in the western United States. *J. Geophys. Res.*, **68**, 5747—5756, 1963.
52. *Parasnis D. S.* Physical property guides for rocks and minerals. ABEM (Stockholm) *Geophys. Mem.*, No. 4/71, 12 pp., 1971.
53. *Parasnis D. S.* *Mining Geophysics*. Elsevier, Amsterdam, 395 pp., 1973.
54. *Pedersen L. B.* Interpretation of potential field data — generalized inverse approach. *Geophys. Prosp.*, **25**, 199—230, 1977.
55. *Peters L. J.* The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, **14**, 290—319, 1949.
56. *Pick M., Picha J. and VisKocil V.* *Theory of the Earth's Gravity Field*. Elsevier, Amsterdam, 538 pp., 1973.
57. *Pratt J. H.* On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions upon the plumb-line in India. *Phil. Trans. R. Soc., Lond., Ser. B* **145**, 53—100, 1855.
58. *Ramberg H.* Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In G. Newall and N. Rast (Editors), *Mechanism of Igneous Intrusion*. Gallery Press, Liverpool, p. 261, 1970.
59. *Rasmussen N. F.* The successful use of the borehole gravimeter in northern Michigan. *Log Analyst* Sept./Oct. 1975; pp. 3—10, 1975.

60. *Rosenbach O.* A contribution to the computation of the second derivative from gravity data. *Geophysics*, **18**, 894—912, 1953.
61. *Roy A.* The method of continuation in mining geophysical interpretation. *Geoexploration*, **4**, 65—84, 1966.
62. *Sakuma A.* Recent developments in the absolute determination of gravitational acceleration. In *D. N. Langenberg and B. N. Taylor (Editors)*, Precision Measurement and Fundamental Constants. Natl. Bur. Stand. Spec. Publ., **343**, 447—456, 1971.
63. *Saxov S.* Some gravity measurements in Thy, Mors and Vendsyssel. *Geodet. Inst. Skrifter*, Sr. 3, No. 25, 46 pp., 1956.
64. *Sharma P. V.* Graphical evaluation of magnetic and gravity attraction of Three-dimensional bodies. *Geophys. Prospect.*, **15**, 167—173, 1967.
65. *Sharma P. V.* The Fennoscandian uplift and glacial isostasy. *Tectonophysics*, **105**, 249—262, 1984.
66. *Smith R. A.* Some depth formulae for local magnetic and gravity anomalies. *Geophys. Prospect.*, **7**, 55—63, 1959.
67. *Smith R. A.* Some formulae for interpreting local gravity anomalies. *Geophys. Prospect.*, **8**, 607—613, 1960.
68. *Smithson S. B.* Granite studies: I. A gravity investigation of two Precambrian granites in South Norway. *Norges. Geol. Unders.*, No. 214 B, 54—140, 1963.
69. *Sorgenfrei T.* On the granite problem and the similarity of salt and granite structures. *Geol. Föreningen Stockholm Förhandlingar*, **93** (2), 371, 1971.
70. *Svancara J.* Approximate method for direct interpretation of gravity anomalies caused by surface three-dimensional geologic structures. *Geophysics*, **48**, 361—366, 1983.
71. *Talwani M.* Gravity. In *A. E. Maxwell (Editor)*, *The Sea*, Vol. 4, Pt. 1. Wiley-Interscience, New York, pp. 270—297, 1970.
72. *Talwani M. and Ewing M.* Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, **25**, 203—225, 1960.
73. *Talwani M., LePichon X. and Ewing M.* Crustal structure of the midocean ridges. 2. Computed models from gravity and seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, **70**, 341—352, 1965.
74. *Talwani M., Worzel J. L. and Ewing M.* Gravity anomalies and crustal structure of the Bahamas. *Trans. 2nd Carib. Geol. Conf.*, pp. 151—161, 1957.
75. *Vening Meinesz F. A.* Theory and Practice of Pendulum Observations at Sea. Technische Boekhandel en Drukkerij, J. Waltman, Delft, 1929.
76. *Vening Meinesz F. A.* Gravity expeditions at sea, 1923—1938. Publ. Netherlands Geod. Comm., **4**, 1—233, 1948. [Русский перевод: Венинг-Мейнец Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море. — М.: Геодезиздат, 1940.]
77. *Vening Meinesz F. A.* Indonesian archipelago: A geophysical study. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**, 143—164, 1954.
78. *Volet C.* Measure de l'accélération due à la pesanteur, au Pavillon de Breteuil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **235**, 442—460, 1952.
79. *Wagner C. A., Lerch F. J., Brown J. E. and Richardson J. A.* Improvement in the geopotential derived from satellite and surface data (GEM 7 and 8). *J. Geophys. Res.*, **82**, 901—914, 1977.
80. *Walcoit R. J.* Rheological models and observational data of glacioisostatic rebound. In *N. Mörner (Editor)*, *Earth Rheology*. John Wiley & Sons, New York, pp. 3—10, 1980.
81. *Woollard G. P.* Regional variations in gravity. In *P. J. Hart (Editor)*, *The Earth's Crust and Upper Mantle (Geophysical Monograph 13)*. American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 320—341, 1969. [Русский перевод в кн.: Земная кора и верхняя мантия. — М.: Мир, 1972.]
82. *Worzel J. L.* Pendulum Gravity Measurements at Sea, 1936—1959, John Wiley & Sons, New York, 422 pp., 1965a.
83. *Worzel J. L.* Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges. In *W. F. Whittard and R. Bradshaw (Editors)*, *Submarine Geology and Geophysics*. Butterworth, London, pp. 335—359, 1965b.

## 4. Магнитные методы

### 4.1. Введение

Методы магниторазведки имеют уже долгую историю. Начало исследованиям магнетизма горных пород положили обнаружения «магнитного железняка» (горной породы, богатой магнетитом). Обычно считается, что китайцы первыми использовали свойства магнитного железняка указывать направление. Это было, по всей вероятности, за несколько столетий до нашей эры. Однако идея о том, что сама Земля действует как магнит, появилась значительно позже, и в Европе первые сведения об использовании магнитного компаса для навигации относятся к концу XII столетия.

В 1600 г. после выхода в свет книги Уильяма Гильберта «О магните, магнитных телах и о большом магните — Земле» представления о земном магнитном поле и направленности его действия были поставлены на научную основу. Систематические количественные наблюдения за направлением магнитного поля Земли начали проводить в Лондоне еще при жизни Гильберта. Есть сведения [11], что в Швеции уже в 1640 г. наблюдения локальных аномалий в направлении магнитного поля Земли использовались для поисков железной руды. Однако лишь в 1870 г. Тален и Тибберг разработали специальный прибор для широкого использования в поисковых съемках.

Позже с возрастанием объема магниторазведочных работ все большее значение приобрело изучение магнитных свойств горных пород. В частности, открытие такого специфического свойства, как «остаточная намагниченность», с ее последующим применением в решении многих весьма интересных задач явилось поворотным пунктом в развитии исследований магнетизма горных пород (включая палеомагнетизм).

Сфера применения магнитных методов, охватывающая области геомагнетизма, магнетизма горных пород, палеомагнетизма и магниторазведки, в настоящее время столь широка, что в одной главе практически невозможно рассмотреть все их аспекты.

В данной главе мы кратко рассмотрим основные представления о магнетизме горных пород и геомагнетизме, а также некоторые важные вопросы выполнения магниторазведки при гео-

логических исследованиях. Различные вопросы, связанные с палеомагнетизмом и обширной областью его применения, вынесены в отдельную главу.

## 4.2. Основные понятия и определения

При изучении магнитных характеристик твердых тел различные свойства описывают с помощью некоторых фундаментальных величин, которые имеют определенный физический и математический смысл. В настоящем разделе мы попытаемся объяснить фундаментальные принципы магнетизма, сосредоточивая особое внимание на физических свойствах магнитных минералов.

**4.2.1. Магнитные полюса, потенциал и поле.** Концепцию магнитных полюсов можно продемонстрировать в лаборатории, произвольно насыпая железные опилки на тонкий стеклянный лист, лежащий на стержневом магните. Кривые, вдоль которых ориентируются опилки, называются *магнитными силовыми линиями*. Точки, к которым сходятся силовые линии у концов длинного тонкого магнита, называются *полюсами магнита*. Эти точки фактически располагаются внутри магнита вблизи его концов (рис. 4.1). Условно принято, что тот полюс магнита, который указывает на север, называется *положительным полюсом*, а полюс, указывающий на юг, — *отрицательным*. Силовые линии

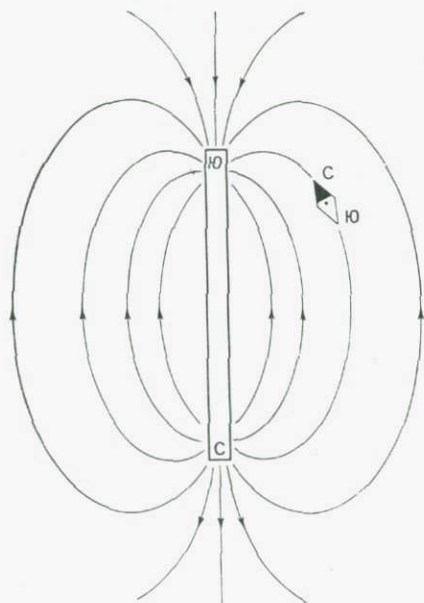


Рис. 4.1. Силовые линии стержневого магнита. Они расходятся из северного полюса и сходятся к южному полюсу.

выходят из положительного (т. е. северного) полюса и входят в магнит через отрицательный (т. е. южный) полюс.

Полюса всегда существуют парами, но в очень длинном магните силовые линии вокруг одного полюса не будут испытывать ощутимого влияния другого полюса, и тогда каждый полюс можно рассматривать как изолированный.

По аналогии с гравитационным потенциалом скалярный магнитный потенциал  $W$ , создаваемый полюсом с магнитным зарядом  $m$  в точке  $P$ , находящейся от него на расстоянии  $r$ , задается выражением

$$W = \frac{\mu_0}{4\pi} \left( \frac{m}{r} \right), \quad (4.1)$$

где константа  $\mu_0$  (которая считается универсальной константой) — это магнитная проницаемость вакуума, в системе СИ имеющая численное значение  $4\pi \cdot 10^{-7}$ .

Магнитное поле в направлении  $r$  определяется как  $-\text{grad } W$ . В системе СИ магнитное поле в основном выражается как *плотность магнитного потока* (поле  $B$ ). Из уравнения (4.1) следует, что поле  $B$  в точке  $P$  равно

$$B = -\text{grad } W = \frac{\mu_0}{4\pi} \left( \frac{m}{r^2} \right). \quad (4.2)$$

Для величин, входящих в это уравнение, используются следующие единицы: магнитный заряд полюса —  $\text{А} \cdot \text{м}$ ,  $r$  —  $\text{м}$ ,  $\mu_0$  —  $\text{Ом} \cdot \text{с/м}$  и  $B$  —  $\text{В} \cdot \text{с/м}^2$  или  $\text{Вб/м}^2$ , что в единицах СИ имеет название «тесла» (Тл). В системе СГСМ единицей  $B$  является гаусс (Гс), причем  $1 \text{ Гс} = 10^{-4} \text{ Тл}$ . В полевых геофизических работах широко используется дробная единица гамма ( $\gamma$ ), которая равна  $10^{-9} \text{ Тл}$  (или нанотесла). Полная напряженность магнитного поля Земли в районе полюсов имеет порядок  $60\,000 \gamma$  ( $60\,000 \text{ нТл}$ ).

Магнитное поле можно описывать и с помощью силового поля, окружающего проводник с электрическим током. Ток создает в каждой точке своей окрестности намагничивающее поле  $H$ . Единица для поля  $H$  получается из закона Био — Савара. В центре проволочной петли радиуса  $r$ , в которой течет ток  $i$ , поле  $H$  определяется в виде

$$H = i/2r. \quad (4.3)$$

В системе СИ единицей  $H$  является  $\text{А/м}$ . В системе СГСМ  $i$  измеряется в абсолютных амперах ( $1$  абсолютный ампер =  $10$  «обычных» амперов),  $r$  — в сантиметрах и намагничивающее поле  $H$  — в эрстедах ( $\text{Э}$ ). Численно  $1 \text{ А/м} = 4\pi \cdot 10^{-3} \text{ Э}$ .

Различие между полями  $B$  и  $H$  может стать яснее из того факта, что каждое намагничивающее поле ( $H$ ) создает поток (линии магнитной индукции), а плотность этого потока (поток на  $1 \text{ м}^2$ ) называется магнитным полем (полем  $B$ ). Почти для

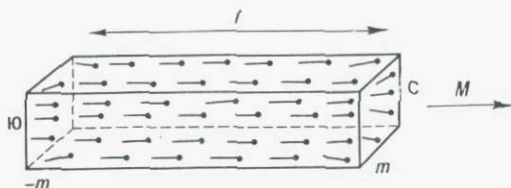


Рис. 4.2. Схематическое представление однородно-намагниченного стержня в виде рядов малых элементарных магнитов (диполей). Интенсивность намагничивания (или напряженность поля) может выражаться через магнитный заряд полюса  $m$  или магнитный момент  $M$ , как это объясняется в тексте.

всех сред поле  $B$  пропорционально вызывающему его полю  $H$ . Соотношение между этими двумя полями имеет вид

$$B = \mu H. \quad (4.4)$$

где  $\mu$  — абсолютная проницаемость среды, в которой действует поле  $H$ . Для немагнитных сред, таких, как воздух или вода,  $\mu = \mu_0$  ( $-4\pi \cdot 10^{-7}$ ). Превращение поля  $H$  (А/м) в поле  $B$  (Тл) является прямым следствием уравнения (4.4).

**4.2.2. Интенсивность намагничивания.** Рассмотрим стержневой магнит длиной  $l$  и площадью поперечного сечения  $A$ . Предполагается, что он однородно намагничен в направлении  $l$ . На рис. 4.2 видно, что стержневой магнит можно рассматривать как серию малых элементарных магнитов (диполей), ориентированных вдоль его оси. Напряженности магнитного поля, создаваемые отдельными северными и южными полюсами элементарных магнитов, гасят друг друга, за исключением элементарных магнитов у торцов стержня. Поэтому фактически этот магнит будет иметь поверхностную концентрацию свободных положительных (С) и отрицательных (Ю) полюсов с общим магнитным зарядом, скажем,  $m$  на каждом торце. Чем больше намагниченность тела, тем большей должна быть поверхностная концентрация свободных полюсов. Интенсивность намагничивания — это мера магнитного заряда полюса на единицу площади торцевых граней. В системе СИ она выражается как

$$J = m/A \text{ [А} \cdot \text{м/м}^2\text{]}, \quad (4.5)$$

т. е. единицей  $J$  является А/м.

По-другому  $J$  определяется через магнитный момент  $M$ . Магнитный момент стержня выражается произведением

$$M = ml \text{ [А} \cdot \text{м}^2\text{]}. \quad (4.6)$$

Если  $V$  — объем магнита, то с помощью уравнений (4.5) и (4.6)  $J$  может быть записано в виде

$$J = ml/V = M/V. \quad (4.7)$$

Следовательно, интенсивность намагничения  $J$  в любой точке внутри однородно-намагниченного тела может определяться как магнитный момент на единицу объема.

Магнитный момент  $M$  можно измерить непосредственно. Поэтому он является наиболее важным параметром намагниченного тела. Единицей измерения магнитного момента в системе СИ служит  $A \cdot m^2$ . Это соответствует дипольному моменту маленькой плоской петли с электрическим током, который определяется как произведение силы тока на площадь петли ( $A \cdot m^2$ ).

Для однородно намагниченного тела величина и направление  $J$  остаются неизменными в пределах всего тела. В действительности, даже если магнитный материал равномерно распределен по всему телу, допущение об однородной намагниченности является лишь приближенно точным, за исключением однородных тел сферической или эллипсоидальной формы. Интенсивность намагничения  $J$  — фундаментальная величина, используемая для описания магнитного состояния тела.

**4.2.3. Магнитная восприимчивость.** Если тело, способное намагничиваться, поместить во внешнее намагничивающее поле  $H$ , оно приобретает намагниченность, которая теряется при удалении приложенного поля  $H$ . Таким образом, намагниченность  $J_i$  наводится приложенным намагничивающим полем  $H$ .

Однако некоторые материалы (например, железо, кобальт, никель) и многие горные породы (в частности, базальтовые лавы) обладают сильным магнитным действием даже в отсутствие приложенного поля. Как будет объяснено позже, это явление приписывается их устойчивой, или остаточной, намагниченности.

Здесь мы ограничимся рассмотрением только тех материалов, у которых индуцированная намагниченность  $J_i$  параллельна и пропорциональна приложенному полю  $H$ . Для таких материалов можно записать простое соотношение

$$J_i = \chi H. \quad (4.8)$$

Коэффициент  $\chi$  называется магнитной восприимчивостью и характеризует способность материала намагничиваться.

В системе СИ константа  $\chi$  безразмерна, поскольку и  $J_i$ , и  $H$  измеряются в одних и тех же единицах ( $A/m$ ). В нерационализированном варианте системы СГСМ  $J_i$  измеряется в абсолютных амперах на сантиметр, а  $H$  — в единицах « $1/4\pi$  абсолютных амперов на сантиметр» ( $=1 \text{ Э}$ ). Величина  $\chi$ , выраженная в единицах системы СИ, в  $4\pi$  раз больше, чем в единицах нерационализованной системы СГСМ.

Индукционную намагниченность  $J_i$  в теле породы с магнитной восприимчивостью  $\chi$ , созданную полем Земли  $F$  (в теслах), можно получить из уравнения (4.8) простой заменой  $H$  на

$F/\mu_0$  (см. уравнение (4.4)). Таким образом,

$$J_i = \kappa(F/\mu_0). \quad (4.9)$$

Символ  $F$  используется в этой главе для обозначения магнитного поля Земли в смысле плотности потока (т. е. поля  $B$ ).

Важно отметить, что для большинства магнитных минералов линейное соотношение между  $J_i$  и  $H$  (а также между  $B$  и  $H$  согласно (4.4)) верно лишь приблизительно. Как будет показано позже, восприимчивость ферромагнитных минералов в общем зависит от напряженности приложенного поля  $H$  и магнитной предыстории этих минералов.

**4.2.4. Диамагнетизм, парамагнетизм и ферромагнетизм.** Вещество называется *диамагнитным*, если его магнитная восприимчивость  $\kappa$  является отрицательной; в случае *парамагнитных* и *ферромагнитных* веществ  $\kappa$  положительно. Происхождение этих основных типов магнетизма объясняется различием атомной структуры вещества.

В соответствии с законами электромагнетизма все атомы вещества вследствие орбитального движения и спина их электронов обладают магнитным моментом. В большинстве материалов магнитные моменты соседних атомов при отсутствии внешнего поля ориентируются хаотически, так что в целом образец не имеет намагниченности. При приложении магнитного поля в нем индуцируется намагниченность. В диамагнитных материалах индуцированная намагниченность  $J_i$  направлена противоположно приложенному полю  $H_a$ , что делает величину магнитной восприимчивости отрицательной. Все вещества являются диамагнитными, но некоторые из них содержат еще и другие наложенные эффекты, которые маскируют эту слабую намагниченность. Многие распространенные минералы, такие как кварц, полевошпат, гипс и каменная соль, являются в основном диамагнитными и характеризуются отрицательными значениями восприимчивости ( $\kappa \sim 10^{-5}$  в системе СИ).

Парамагнетизм преобладает в материалах, которые содержат непарные электроны. Он обусловлен главным образом несбалансированными спиновыми магнитными моментами. Обычно эти моменты распределяются хаотически, но в присутствии магнитного поля они стремятся выстраиваться в направлении поля. Спротивление этой тенденции оказывает тепловое движение. Восприимчивость парамагнитных веществ является положительной и меняется обратно абсолютной температуре (*закон Кюри — Вейса*). Парамагнетизм в целом в десять или более раз сильнее, чем диамагнетизм. В составе горных пород в естественном залегании часто встречаются такие парамагнитные минералы, как пироксен, оливины, гранаты, биотиты и амфиболы.

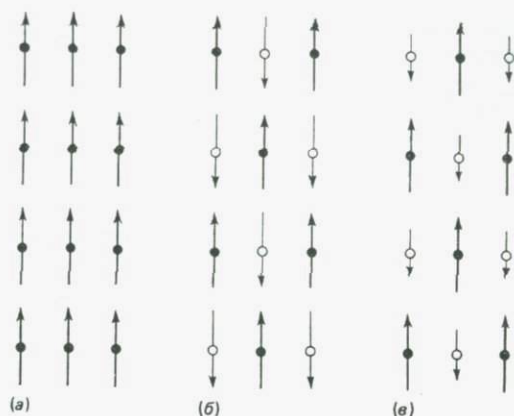


Рис. 4.3. Схематическое представление магнитных моментов атомов в ферромагнитных (а), антиферромагнитных (б) и ферримагнитных (в) кристаллах [47].

В некоторых других материалах, объединяемых в группу ферромагнетиков, восприимчивость на несколько порядков больше и достигает иногда 10. Она положительна (как у парамагнетиков) и зависит от температуры и напряженности приложенного поля. В этих материалах спиновые моменты неспаренных электронов связаны между соседними атомами магнитной связью, и это взаимодействие приводит к сильной «самопроизвольной намагниченности» даже в отсутствие внешнего поля. Другим отличительным свойством является их способность сохранять ориентацию, созданную приложенным полем, после его снятия. Области, в которых происходят эти взаимодействия и магнитные моменты выстраиваются в одном направлении, имеют размеры порядка  $10^{-6}$  м и называются магнитными доменами. Выстраивание магнитных моментов атомов внутри домена может реализоваться по одной из схем, показанных на рис. 4.3. В ферромагнитных материалах, таких как Fe, Co и Ni, магнитные моменты параллельны. В ферримагнитных веществах, примером которых является магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), они выстраиваются в двух неравных подрешетках, что приводит к возникновению остаточного момента.

Самопроизвольная намагниченность ферромагнитных и ферримагнитных веществ уменьшается с повышением температуры и исчезает при температуре Кюри  $T_c$ , которая для магнетита равна примерно  $580^\circ\text{C}$ . В антиферромагнитных веществах магнитные моменты выстраиваются в двух равных антипараллельных подрешетках, так что суммарный момент равен нулю. Однако при повышении температуры первой разупорядочивается одна подрешетка, вызывая относительное увеличение магнитной

восприимчивости. При дальнейшем росте температуры восприимчивость снижается, а упорядочение моментов исчезает при критической температуре  $T_N$  (температура Нееля), выше которой кристалл является уже парамагнитным. Некоторые антиферромагнитные минералы (такие, как гематит  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) обычно обладают небольшой общей самопроизвольной намагниченностью вследствие несовершенного упорядочения магнитных моментов в подрешетках или какого-либо другого систематического дефекта. Такой слабый ферромагнетизм, связанный с несовершенным антиферромагнетизмом, называется *паразитным ферромагнетизмом*.

Поведение большинства природных магнитных минералов является либо ферримагнитным, либо антиферромагнитным. Истинный ферромагнетизм широко распространен во вземных породах, метеоритах и лунных образцах, которые содержат большие количества сплавов железа и никеля. Далее мы будем использовать термин «ферромагнетики» в широком смысле, включая в него упомянутые выше подгруппы магнитных минералов, которые в основном создают общий магнетизм горных пород.

**4.2.5. Гистерезис и ферромагнитные домены.** Гистерезис характерен для всех ферромагнетиков, включая ферримагнитные и неидеальные антиферромагнитные минералы. Это можно объяснить с позиций теории доменов (рис. 4.4). В свободном от

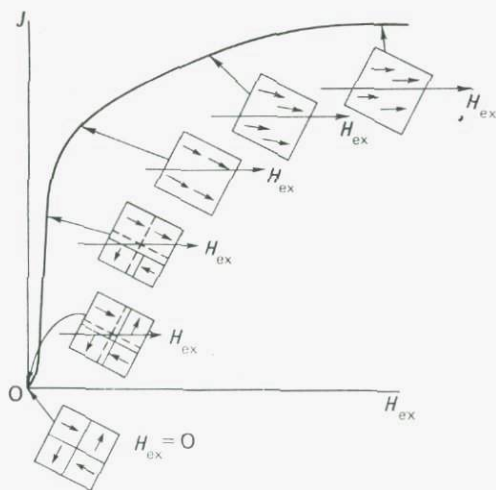


Рис. 4.4. Процесс намагничивания ферромагнитного вещества в соответствии с доменной теорией. Отметим упорядочение доменов при увеличении напряженности приложенного поля  $H_{ex}$ .

поля пространстве ( $H_{ex}=0$ ) спонтанная намагниченность доменов в кристалле приводит к такому их упорядочению относительно кристаллических осей, при котором их направления намагниченности взаимно гасят друг друга. При появлении внешнего поля стенки доменов достаточно легко перемещаются, позволяя большему числу доменов намагничиваться в направлении  $H_{ex}$ . При низком значении  $H_{ex}$  этот процесс является обратимым, и стенки доменов возвращаются на прежнее место, когда поле снимается. Однако с увеличением  $H_{ex}$  домены один за другим стремятся повернуться в направлении  $H_{ex}$ , причем перестройка осуществляется дискретными скачками (скачки Баркгаузена), и этот процесс является необратимым. В точке насыщения упорядочение доменов является полным, а намагниченность  $J$  максимальна. После снятия поля некоторые стенки доменов остаются в своих вновь приобретенных положениях, а сохраняющаяся намагниченность, соответствующая  $H_{ex}=0$ , называется остаточной намагниченностью. Описанная выше теория справедлива для многодоменных зерен (размером более 10 мкм), которые обычно присутствуют в породах. Магнитные свойства однодоменной частицы иные, поскольку она недостаточно велика, чтобы вмещать стенки. Однако интегральный эффект случайного набора однодоменных зерен более или менее сходен с поведением многодоменного зерна.

Кривую гистерезиса циклической намагниченности в ферромагнитном образце иллюстрирует рис. 4.5. Образец намагничивается до насыщения  $J_s$  в поле  $H_s$ . Затем при уменьшении  $H_{ex}$  до нуля он сохраняет некоторую остаточную намагниченность  $J_r$ . Для исключения этой остаточной намагниченности нужно приложить отрицательное поле  $-H_c$ , называемое *коэрцитивной силой*. Коэрцитивная сила  $H_c$  является мерой жесткости остаточной намагниченности. Обычно спектр коэрцитивности находится в интервале  $10^3$ — $10^5$  А/м ( $\sim 10$ — $10^3$  Э) в зависимости от магнитных минералов, входящих в состав породы, и размера их зерен. Для тонко отсортированных гематитовых зерен, которые обычно встречаются в красноцветных осадочных отложениях, значение  $H_c$  имеет порядок нескольких тысяч эрстед.

Явление гистерезиса приводит к зависимости объемной восприимчивости образца горной породы от состояния намагничивания, от  $J_s$  содержащихся в образце минералов, а также в некоторой степени от других параметров, таких, как размер зерен, внутреннее напряжение и т. д., влияние которых приблизительно отражается на величине коэрцитивной силы  $H_c$ . Как общее правило, чем больше зерно, тем больше доменов оно содержит и тем легче намагничивается (т. е. имеет большую магнитную восприимчивость). Малые зерна являются магнитно жесткими и поэтому, как правило, имеют низкую восприимчивость и относительно высокую коэрцитивность.

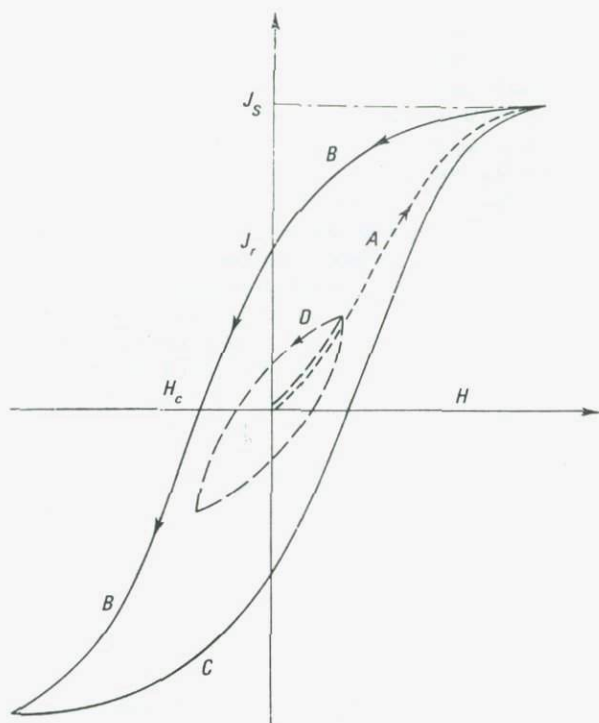


Рис. 4.5. Петля гистерезиса, показывающая цикл намагничивания (кривые A, B, C) ферромагнитного вещества. Малая петля (кривая D) показывает цикл намагничивания без насыщения.

Теоретические вопросы магнетизма горных пород, включая теорию ферромагнитных доменов, представлены в работах [49, 52, 70].

**4.2.6. Магнитный диполь.** Концепция магнитного диполя принципиально важна для понимания магнитного поведения вещества в диапазоне размеров от малых магнитных частиц до Земли в целом. Математически мы можем считать, что диполь состоит из двух магнитных полюсов с магнитными зарядами  $+m$  и  $-m$ , физические размеры и расстояние между которыми бесконечно малы, но момент диполя  $M = ml$  тем не менее является конечной величиной. Поэтому диполь представляет собой идеализированный элементарный магнит.

Выведем теперь выражение для магнитного поля, создаваемого диполем (элементарным магнитом) в точке  $P$ , расположенной на расстоянии  $r$  от центра этого магнита (рис. 4.6). Этот простой расчет поможет нам понять количественно магнитные ано-

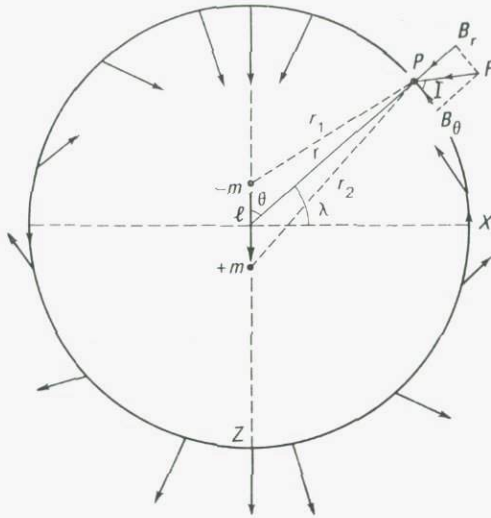


Рис. 4.6. Распределение на поверхности сферы векторов напряженности магнитного поля вертикального диполя. В первом приближении поле Земли можно моделировать помещенным в ее центр диполем с достаточно большим моментом.

малии, вызываемые магнитными телами. Согласно (4.1), магнитный потенциал  $W$  в точке  $P$  является суммой потенциалов, обусловленных положительными и отрицательными полюсами магнита:

$$W = \frac{\mu_0}{4\pi} \left( \frac{m}{r_1} - \frac{m}{r_2} \right) = cM \frac{\delta(1/r)}{l}, \quad (4.10)$$

где  $\delta(1/r)$  — малая разность  $(1/r_1 - 1/r_2)$ , а  $c$  обозначает константу  $\mu_0/4\pi$ . Далее, если величина  $l$  бесконечно мала, то  $\delta(1/r)/l$  — это градиент  $(1/r)$  в направлении  $l$ . Если мы теперь выберем такую систему координат, что направление  $l$  совпадет с  $z$ , а  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ , то выражение для  $W$  можно записать в виде

$$W = cM \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{r} \right) = \frac{cM}{r^2} \cos \theta. \quad (4.11)$$

Отрицательная производная потенциала дает напряженность магнитного поля в соответствующем направлении. А магнитное поле  $B$  в направлении  $r$  на точку  $P$  выражается как

$$B_r = - \frac{\partial W}{\partial r} = \frac{2cM}{r^3} \cos \theta. \quad (4.12)$$

Перпендикулярная составляющая  $B_\theta$  (нормальная к  $r$ ) в точке  $P$  записывается в виде

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial W}{\partial \theta} = \frac{cM}{r^3} \sin \theta. \quad (4.13)$$

Возникающее поле  $F$  и его наклонение  $I$  (по отношению к  $B_\theta$ ) определяются выражениями

$$F = \frac{cM}{r^3} (1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2} = \frac{cM}{r^3} (1 + 3 \sin^2 \lambda)^{1/2} \quad (4.14)$$

и

$$\operatorname{tg} I = B_r/B_\theta = 2 \operatorname{ctg} \theta = 2 \operatorname{tg} \lambda. \quad (4.15)$$

Поле  $F$  максимально ( $=2cM/r^3$ ) тогда, когда точка  $P$  располагается на оси диполя ( $\theta=0$  или  $180^\circ$ ); оно минимально ( $=cM/r^3$ ), когда точка  $P$  находится на центральной плоскости, перпендикулярной оси диполя ( $\theta=90^\circ$ ).

Если считать, что точка  $P$  лежит на поверхности Земли, а вертикальный диполь расположен в ее центре, то значения  $B_r$  и  $B_\theta$  представляют собой вертикальную и горизонтальную компоненты дипольного поля Земли, причем  $M$  — дипольный момент Земли в целом. Как показано ниже (разд. 4.3.1), с современным полем Земли лучше всего согласуется магнитный диполь, ось которого наклонена под углом около  $11,5^\circ$  к оси вращения Земли.

### 4.3. Магнитное поле Земли

**4.3.1. Геомагнитные элементы и полюса.** В любой точке на поверхности Земли магнитная стрелка, способная свободно вращаться относительно своего центра массы, будет стремиться установиться в таком положении, которое определяется направлением геомагнитного поля в данной точке. Геомагнитное поле  $F$  является векторной величиной, и для полного определения ее модуля и направления в любой точке требуются три «элемента». Имеются различные варианты этого набора из трех элементов. Обычная комбинация включает в себя вертикальную составляющую  $Z$ , горизонтальную составляющую  $H$  и склонение  $D$ , которое представляет собой угол между направлением горизонтальной составляющей (т. е. направлением на магнитный север) и направлением на истинный, или географический, север. Другим набором элементов являются полная напряженность поля  $F$ , его наклонение  $I$  относительно горизонтали и склонение  $D$ . Иногда компоненты поля прямо относят к географическим координатам, т. е. рассматривают северную  $X$ , восточную  $Y$  и направленную вертикально вниз  $Z$ .

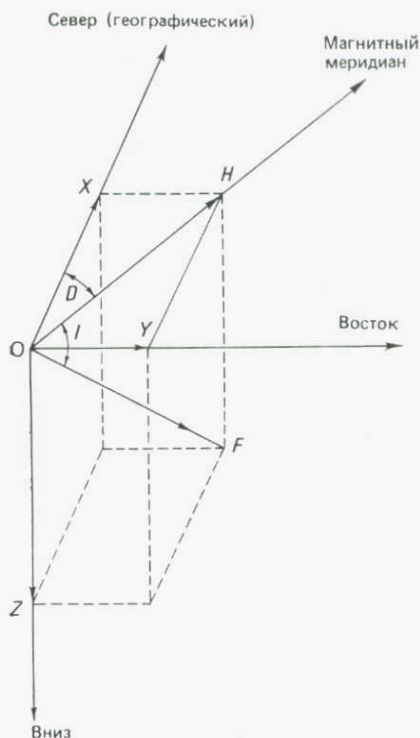


Рис. 4.7. Главные элементы геомагнитного поля.  $D$  и  $I$  — соответственно склонение и наклонение полного вектора поля  $F$ .

Величины  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $D$ ,  $I$ ,  $H$  и  $F$  называют геомагнитными элементами, а их взаимосвязь видна из рис. 4.7. Данные можно переводить из одного набора в другой с помощью следующих соотношений:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2}; \quad \operatorname{tg} I = Z/H; \quad (4.16)$$

$$X = H \cos D; \quad Y = H \sin D; \quad Z = F \sin I.$$

Вертикальная плоскость, включающая в себя векторы  $F$  и  $H$ , называется местным магнитным меридианом, тогда как географическим меридианом является плоскость  $XZ$ .

После примерно 1600 г. измерения геомагнитного поля регулярно выполнялись на нескольких обсерваториях, но большинство непрерывных записей геомагнитных элементов на мировых картах имеется только для настоящего столетия. Эти результаты представляют на мировых картах. После разработки порта-

тивных и быстродействующих магнитометров (см. разд. 4.6.1) данные обсерваторий дополняются результатами региональных магнитных съемок, проводимых на суше и в море.

По результатам анализа глобальных геомагнитных данных, представленных на картах, обнаруживается, что магнитный диполь, который лучше всего аппроксимирует действительное поле Земли, имеет момент, приблизительно равный  $8 \cdot 10^{22}$  А·м<sup>2</sup> ( $8 \cdot 10^{25}$  СГСМ), а его ось приблизительно на  $11,5^\circ$  отклонена от географической оси (рис. 4.8). Это соответствует горизонтальной составляющей  $H$ , приблизительно равной 30 мкТл ( $=30\,000$  γ) на магнитном экваторе, и вертикальной составляющей  $Z$ , приблизительно равной 60 мкТл на каждом из магнитных полюсов Земли.

Определение магнитных полюсов требует некоторого внимания. Ось центрального диполя, поле которого лучше всего согла-

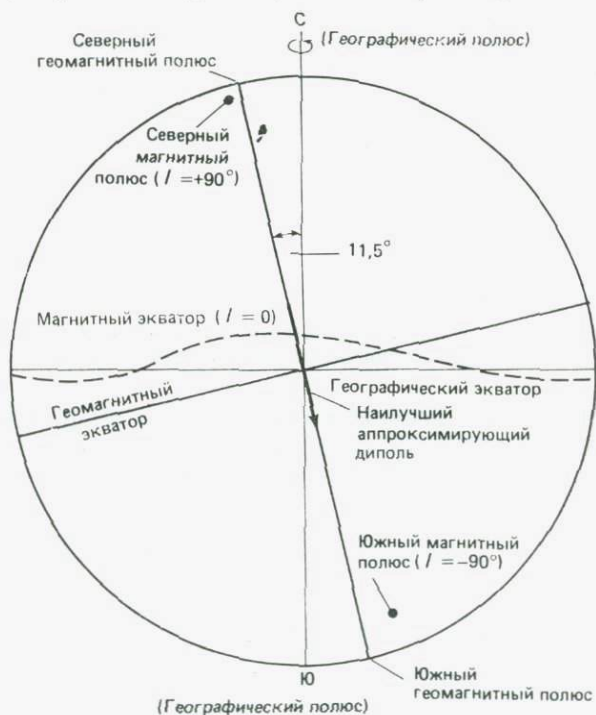


Рис. 4.8. Иллюстрация различия между магнитным, геомагнитным и географическим полюсами [44]. Около географического Северного полюса в действительности располагается южный магнитный полюс Земли, который и притягивает к себе указывающий на север конец стрелки компаса. Однако по договоренности магнитный полюс ( $I = +90^\circ$ ), находящийся около Северного географического полюса, называют северным магнитным полюсом, а полюс около Южного географического полюса — южным магнитным полюсом Земли.

суется с наблюдаемым полем, пересекает земную поверхность в двух точках, которые называются *геомагнитными полюсами* (рис. 4.8). Эти полюса располагаются приблизительно в точках с координатами  $78,8^\circ$  с. ш.,  $71^\circ$  з. д. (в северо-западной части Гренландии) и  $78,8^\circ$  ю. ш.,  $109^\circ$  в. д. (в Антарктиде). С другой стороны, две важнейшие точки на земной поверхности, где магнитное поле направлено вертикально вниз ( $I=90^\circ$ ,  $H=0$ ), называются *магнитными полюсами*. Магнитные полюса располагаются приблизительно у  $76^\circ$  с. ш.,  $101^\circ$  з. д. и  $66^\circ$  ю. ш.,  $141^\circ$  в. д. Они не являются антиподами, но соответствуют наклонному эксцентрическому диполю, расположенному приблизительно в 300 км от центра Земли.

Появление искусственных спутников, предназначенных для измерения полного вектора поля  $F$  или его компонент  $H$ ,  $Z$ , позволило значительно увеличить количество и качество геомагнитных измерений, используемых для анализа поля Земли. Широко принятый эталон, позволяющий получать надежное пространственное распределение геомагнитного поля, называется

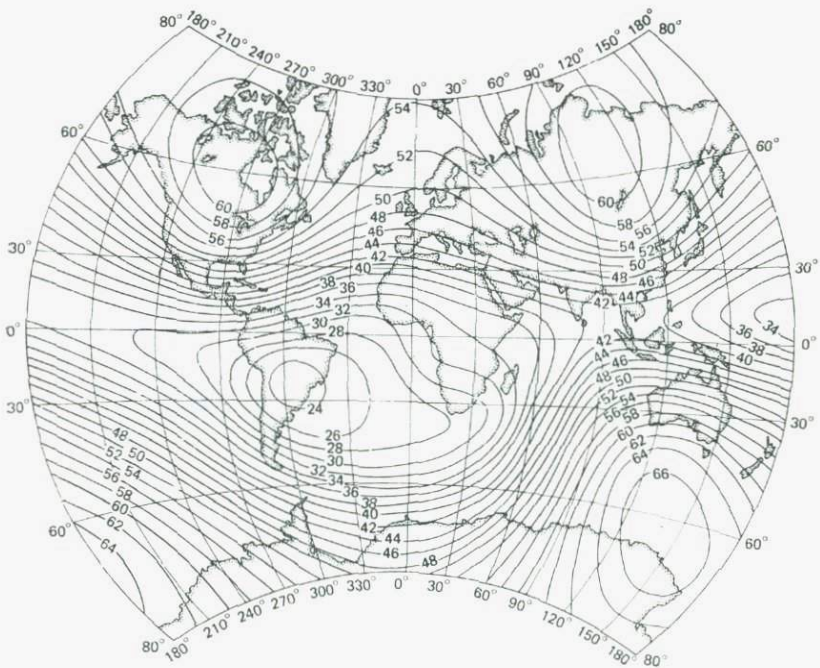


Рис. 4.9. Полная напряженность магнитного поля Земли для эпохи 1980. Интервал изолиний — 2 мкТл (=2000  $\gamma$ ). Отметим четыре района максимальной напряженности, которые позволяют интуитивно предполагать двухдипольную, или квадрупольную, конфигурацию поля. (Источник: Неванлинна и др., Геологическая служба Финляндии, Отчет Q19-22.O/World-1983/1, 1983; карта основана на МЭГП 1980 [58].)

*Международным эталонным геомагнитным полем (МЭГП). Определяющая его формула пересматривается каждые пять лет. На рис. 4.9 приведена недавно полученная карта полной напряженности магнитного поля на земной поверхности (МЭГП 1980). Это поле имеет значительные отличия от поля наилучшего аппроксимирующего диполя. В частности, наблюдаются четыре максимума напряженности, а не два, как это следует из теории дипольного поля (ф-ла (4.14)).*

**4.3.2. Недипольное поле.** Хотя поле центрального диполя (наклоненного под углом  $11,5^\circ$  к географической оси) аппроксимирует реальное поле Земли, между этими двумя полями имеются заметные различия. Если поле наилучшего аппроксимирующего диполя вычесть из наблюдаемого поля, то получится некоторая разность, называемая недипольным полем. Рис. 4.10 показывает, как меняется полная напряженность недипольного поля на земной поверхности. Важными особенностями этой карты являются крупномасштабные аномалии, протягивающиеся на несколько тысяч километров, с амплитудами, достигающими 20 мкТл (приблизительно около 30% от полного поля Земли).

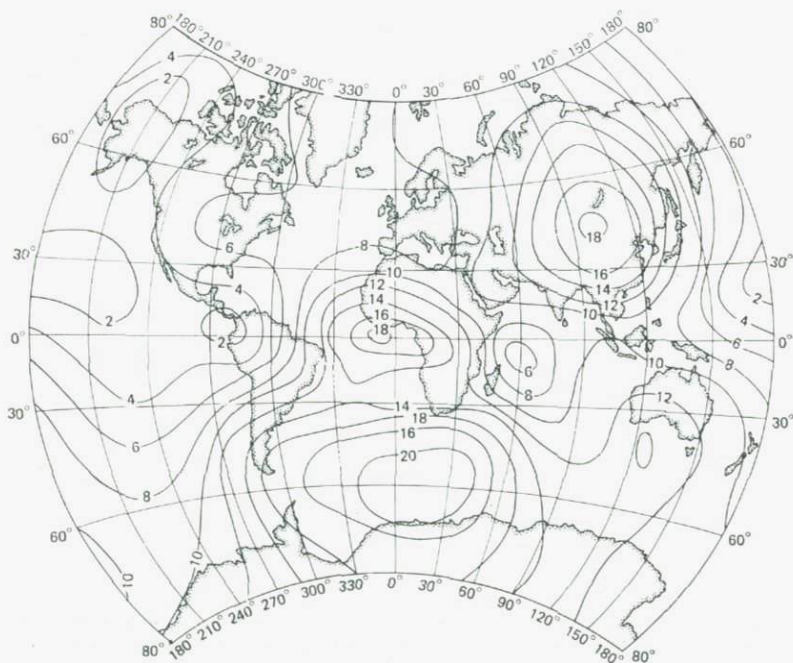


Рис. 4.10. Полная напряженность недипольного поля для эпохи 1980. Интервал изолиний 2 мкТл. Отметим сравнительно малую амплитуду недипольного поля над Тихоокеанским сектором. (Источник тот же, что и у рис. 4.9.).

Эти крупномасштабные образования не имеют никакой очевидной связи с географией или геологией и почти определенно обусловлены источниками, расположенными глубоко внутри Земли. Их можно представить полями 8—12 радиальных диполей с соответствующими моментом и ориентацией, помещенных на глубинах, близких к нижней или верхней границе жидкого ядра. Следует отметить, что эти магнитные диполи связывают с электрическими токами в ядре, которые, как предполагается, создают главное геомагнитное поле (разд. 4.3.4).

Имеются также несколько локальных аномалий недипольного поля, которые нельзя показать на карте такого масштаба; наиболее примечательной из них является Курская магнитная аномалия к югу от Москвы, которая имеет амплитуду около 190 мкТл. Причиной этих аномалий служат локальные перепады намагниченности (индуцированной, остаточной или смешанной) в породах земной коры, которые являются магнитными до глубин ~25—30 км, где достигается изотерма точки Кюри.

**4.3.3. Суточные и вековые вариации.** Непрерывные магнитные записи любой обсерватории показывают, что магнитное поле Земли не является неизменным, а постепенно изменяется во времени как по напряженности, так и по направлению. Короткопериодные изменения напряженности поля имеют суточный ход, и в нормальные «спокойные» дни локальные вариации достигают десятков гамм. С другой стороны, вариации в «возмущенные» дни являются нерегулярными и очень большими по величине — примерно за час их амплитуда может достичь нескольких сотен гамм. Они ассоциируются с магнитными бурями, которые некоторым образом связаны с возрастанием солнечной активности в течение цикла солнечных пятен. На рис. 4.11 показана запись отсчетов базового магнитометра, зарегистрированных в течение суток, когда были отмечены магнитные бури, на полуострове Нугссуак, западная Гренландия. Такие бури обычно длятся несколько суток.

Суточные вариации имеют существенное практическое значение при выполнении магнитных съемок для геологического картирования и разведки полезных ископаемых (см. разд. 4.6.2). Конечно, в «возмущенные» дни работы, связанные с выполнением магнитных съемок, должны прерываться, поскольку нет способа, который позволил бы удовлетворительно учесть их непредсказуемое влияние на данные о магнитном поле.

Длительные изменения геомагнитного поля, которые развиваются десятилетиями или столетиями, называются вековыми вариациями. Они непосредственно видны по среднегодовым значениям геомагнитных элементов, зарегистрированных магнитными обсерваториями по всему миру. Самые длинные записи вековых вариаций сделаны в Лондоне и Париже, которые рас-

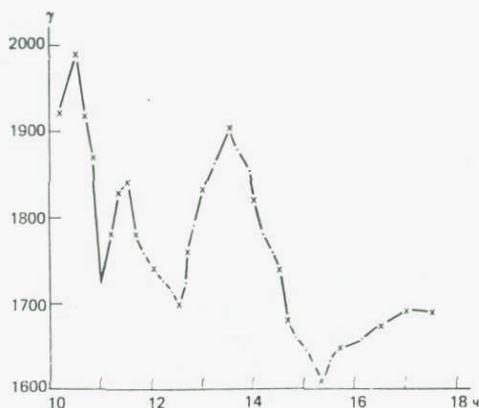


Рис. 4.11. Суточные вариации вертикальной составляющей напряженности поля, зарегистрированной на опорной станции на п-ове Нугссуак, западная Гренландия, во время магнитной бури 14 июля 1969 г. ( $1 \gamma = 1$  нТл).

положены достаточно близко друг к другу и дают почти одинаковую картину. На рис. 4.12 показано изменение склонения и наклонения в Лондоне за последние четыре столетия. Эта кривая позволяет предполагать, что могли бы иметься циклические вариации с периодом около 500 лет. Но записи вековых вариаций на других обсерваториях (например, в городах Бостон и Балтимор в США) дают иные картины. Поэтому сомнительно, что эти вариации имеют сколько-нибудь значимую периодичность. По наблюдениям, сделанным на других станциях, ясно, что вековые изменения не одинаковы для разных регионов.

Другая особенность вековых вариаций, которая уже отмечена по картам геомагнитных элементов, построенным для различных эпох (например, 1922,5 и 1942,5), состоит в том, что некоторые характеристики векового изменения смещаются со временем на запад. Это явление называется *западным дрейфом*.

Западный дрейф можно видеть не только по вековым вариациям, но и по картам недипольного поля, построенным с интервалами в несколько десятилетий. По результатам объединенного анализа этих вариаций Буллард и др. [10] нашли, что средняя скорость западного дрейфа равна  $0,18^\circ$  по долготе в год. При такой скорости вся картина вариаций должна обходить Землю примерно за 2000 лет. Но после этого было обнаружено, что для многих областей Земли скорость западного дрейфа значительно меньше. Однако все же представляется, что за относительно короткое время в 2000—5000 лет самый внешний слой ядра (область, где располагаются вероятные источники недипольного поля) мог дрейфовать на  $360^\circ$  относительно остальной части Земли. При осреднении по промежутку времени такого порядка поле в любой точке Земли должно приблизительно соответствовать полю центрального диполя. Этот факт очень важен для палеомагнитных исследований (см. разд. 5.6.1).

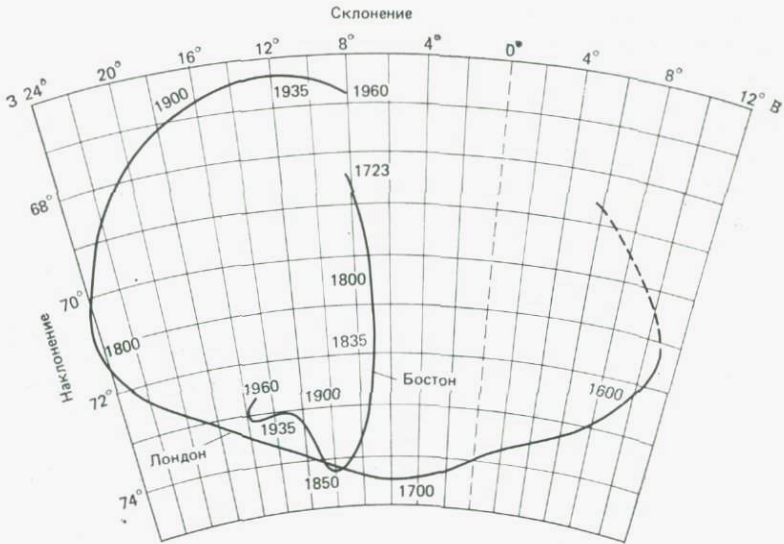


Рис. 4.12. Записи вековых изменений склонения и наклонения геомагнитного поля, сделанные на обсерваториях Лондона и Бостона. (Источники: Гайбар-Пуэртас [19] и Гидрографические карты ВМС США.)

Вековые вариации не ограничиваются склонением и наклонением. Из года в год несколько изменяется сам магнитный момент земного диполя, а потому и напряженность создаваемого им поля. Магнитный момент диполя можно рассчитать по напряженности поля, которое он создает (уравнения (4.12—4.14)); сходным образом определяется магнитный момент центрального диполя Земли. С 1835 г., когда Гаусс рассчитал его в первый раз ( $8,5 \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ ), он устойчиво уменьшается со скоростью около 5% за столетие. В 1960 г., согласно измерениям, он был равен  $8,0 \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ . Это — явное уменьшение, которое не может приписываться использованию более совершенной измерительной аппаратуры. При такой скорости магнитное поле главного диполя Земли могло бы исчезнуть через 2000 лет и, вероятно, оставить без работы исследователей геомагнетизма в близком будущем. Конечно, мы не знаем определенно, сколько долго будет сохраняться эта тенденция, но из палеомагнитных данных (разд. 5.4.3) видно, что значительное уменьшение главного дипольного поля может служить указанием на следующую смену полярности (так называемую инверсию) геомагнитного поля, которая является одной из наиболее важных особенностей поля геологического прошлого.

**4.3.4. Происхождение главного поля.** Анализ сферических гармоник магнитного поля, наблюдавшегося на поверхности

Земли, показывает, что и главное поле, и его вековые вариации зарождаются внутри Земли (см. приложение В). Подробное описание этого метода анализа данных о геомагнитном поле приводится в книге Чепмена и Бартелса [13].

Источник магнитного поля Земли долгое время был объектом предположений. По этому вопросу предложены различные гипотезы. Например, можно было бы считать, что главное поле обусловлено устойчивой намагниченностью горных пород, входящих в состав земной коры. Из широко распространенных пород земной коры наиболее сильно намагниченными являются базальты и габбро, имеющие интенсивность намагничения около 1—10 А/м. Даже если бы эти породы были равномерно распределены в коре (т. е. сферической оболочке Земли толщиной около 30 км), их намагниченность могла бы создать поле, составляющее только несколько процентов от наблюдаемого поля Земли. Поскольку температуры в мантии и ядре слишком высоки (явно выше точки Кюри для железа и никеля), чтобы материал мог сохранять свойства ферромагнетика, то главное поле Земли не может быть создано никаким постоянным источником намагниченности в Земле.

Теория, удовлетворительно объясняющая происхождение главного поля Земли, также должна быть способна объяснять его быстрые вариации, которые зарегистрированы магнитными обсерваториями за последние несколько столетий. Как мы уже упоминали, значительные изменения направления поля могут происходить всего за несколько столетий (см. рис. 4.12). Временная шкала вековых вариаций фактически дает достаточное доказательство того, что главное поле Земли не связано с какими-либо геологическими процессами, происходящими в земной коре или мантии, время которых обычно измеряется миллионами, а не тысячами лет. Следовательно, источник поля надо поместить во внешнее ядро, где материал находится в жидком состоянии и может быстро реагировать на любые приложенные к нему силы. Поскольку ядро не может быть магнитным в условиях преобладающих здесь высоких температур, источник магнитного поля нужно связывать с электрическими токами, текущими внутри ядра (рис. 4.13).

В последние годы гипотеза о том, что поле Земли создается внутри ядра механизмом динамо, приобрела множество сторонников. Наблюдаемое распределение поля с четырьмя максимумами напряженности (рис. 4.9) позволяет предполагать существование связанной системы из двух геомагнитных динамо. Природа и детальный характер сил, которые могли бы приводить в действие эти динамо, пока не известны. В любом случае представляется определенным, что какой-то механизм помимо вращения Земли перемешивает вещество и вызывает движения жидкости. Предложены четыре источника энергии, которые мог-

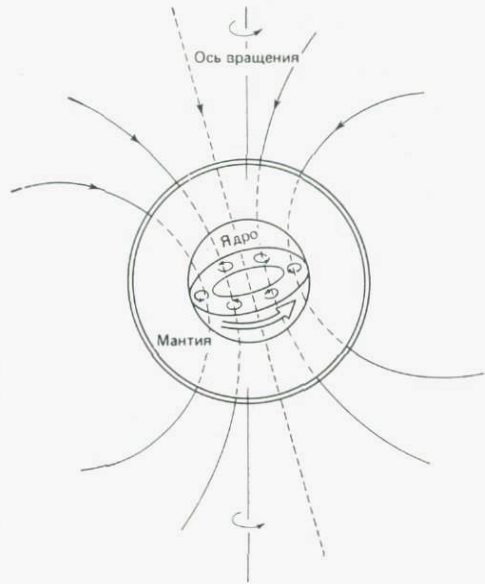


Рис. 4.13. Магнитное поле Земли, вероятно, ассоциируется с интенсивным круговым током (показан широкой стрелкой), циркулирующим в ядре. Причина возникновения этого тока детально не известна. Предположительно он является следствием локальных вихревых токов, созданных в жидком ядре силами трения благодаря вращению Земли.

ли бы поддерживать вращение и вихревое движение жидкого ядра, достаточные для объяснения действия динамо с самовозбуждением и самообращением.

1. Внутреннее твердое ядро Земли все еще может продолжать расти, а скрытая теплота, выделяющаяся в процессе перехода из жидкой фазы в твердую, могла бы давать энергию для поддержания движений жидкости.

2. Продолжающееся застывание жидкого железа на границе внутреннего и внешнего ядра могло бы заставлять тяжелую составляющую двигаться радиально внутрь, а более легкий остаточный расплав двигаться наружу. Этот процесс перераспределения вещества (гравитационное оседание) может создавать энергию, достаточную для эффективного действия динамо [40].

3. Жидкий материал ядра может не поспевать за прецессионным движением Земли по ее орбите, и возникающее запаздывание будет вызывать перемешивание за счет трения между мантией и внешним ядром.

4. Конвективное движение и вихреобразование в жидком ядре может быть результатом радиоактивного нагрева, возможно вызываемого радиоактивным мантийным материалом, проникающим в ядро, или, что более вероятно, радиоактивностью твердого внутреннего ядра [62].

#### 4.4. Намагниченность горных пород

Ферромагнитные минералы (включая паразитные ферромагнетики), содержащиеся в горных породах, обычно присутствуют в виде тонких зерен, рассеянных в основной массе из парамагнитных или диамагнитных минералов. Поэтому породы в целом проявляют свойства ферромагнетика. Магнитные характеристики пород в какой-то мере зависят от истории их формирования. Как правило, при изучении общей намагниченности горных пород нужно учитывать и *индуцированную*, и *остаточную* намагниченности. В частности, использование остаточной намагниченности в качестве индикатора окаменевшей «записи» геомагнитного поля, уходящей к древним геологическим периодам, добавило новый смысл исследования намагниченности горных пород. Кроме того, для правильной логической интерпретации магнитных измерений совершенно необходимо иметь способы выделения различных составляющих намагниченности. Рассмотрим кратко магнитные параметры, которые оказывают влияние на общую намагниченность всей массы породы.

**4.4.1. Индуцированная намагниченность и объемная восприимчивость.** Намагниченность, созданная в породах локально действующим внешним полем (например, геомагнитным) и приблизительно параллельная ему, называется индуцированной намагниченностью. Она зависит главным образом от магнитной восприимчивости массы породы.

Если образец породы поместить в слабое поле  $F$ , например в поле Земли, его объемная индуцированная намагниченность  $J_i$  выразится в виде

$$J_i = \kappa_k (F/\mu_0), \quad (4.17)$$

где  $\kappa_k$  — кажущаяся восприимчивость образца. Значение  $\kappa_k$  зависит от магнитной восприимчивости и взаимного расположения магнитных зерен, рассеянных в матрице породы, и от формы образца.

Для большинства геологических тел (исключая магнитные руды)  $\kappa_k \approx \kappa$  (истинная магнитная восприимчивость). Однако у магнитных рудных тел с высокой восприимчивостью ( $\kappa \gg 1$  в системе СИ) значение  $\kappa_k$  может существенно уменьшаться из-за эффекта размагничивания, определяемого формой тела. В таких случаях соотношение между  $\kappa_k$  и  $\kappa$  имеет вид

$$\kappa_k = \kappa / (1 + N\kappa), \quad (4.18)$$

где  $N$  — коэффициент размагничивания. Для тел сферической формы  $N = 1/3$ ; для тонкой пластинки значение  $N_i$  в поперечном направлении примерно равно 1. Таблицы значений  $N$  опубликованы в [66, 68, 72]. Важное следствие уравнения (4.18) отно-

сится к случаю тонких листоватых тел с высокой восприимчивостью ( $\kappa \sim 1$ ;  $N_l \sim 1$ ); для этих тел значение  $\kappa_k$  в поперечном направлении равно всего лишь около  $0,5\kappa$ , в то время как в продольном направлении  $\kappa_k \approx \kappa$ .

Магнетит — несомненно наиболее важный минерал, определяющий объемную магнитную восприимчивость горных пород, вследствие его широкой распространенности и относительно большой восприимчивости. Нагата [47] нашел эмпирическим путем, что значения  $\kappa$  многих магматических пород, содержащих зерна магнетита, можно выразить как

$$\kappa \text{ (ед. СИ)} = 1,85 p, \quad (4.19)$$

где  $p$  обозначает объемную долю магнетита.

По результатам измерений, выполненных на метаморфических породах из гор Адирондак (США) при содержании магнетита 0,1—10% по объему, Белсли и Баддингтон [3] вывели следующее соотношение:

$$\kappa \text{ (ед. СИ)} = 0,033 v^{1,33}, \quad (4.20)$$

где  $v$  — объемное содержание магнетита в процентах. Для выражения  $\kappa$  как функции содержания магнетита в породах были предложены и другие соотношения [36, 82], откуда ясно видно, что простого универсального соотношения не существует. Значения магнитной восприимчивости горных пород попадают в очень широкий интервал. Магматические и метаморфические породы обычно имеют более высокие значения, но интервал вариаций столь велик, что идентифицировать типы пород по значениям их магнитной восприимчивости, и наоборот, невозможно. Поэтому желательно прямо определять восприимчивость горных пород и минералов в исследуемом районе. Значения, приведенные в табл. 4.1, дают приблизительное представление о магнитной восприимчивости широко распространенных пород и породообразующих минералов.

Магнитную восприимчивость можно измерять или в поле на породах в естественном залегании с использованием портативного прибора, называемого каппаметром, или в лаборатории на небольших образцах. Измерения в естественных условиях предпочтительны всегда, когда их можно осуществить. Для точного измерения низких восприимчивостей разработаны специальные лабораторные методы, использующие астатические магнитометры или мостиковые устройства переменного тока (различные конструкции описаны в книге Коллинсона [14]). На рис. 4.14 показан универсальный измеритель магнитной восприимчивости в слабом поле, который также позволяет визуально наблюдать петлю гистерезиса в слабом поле для образца породы. Магнитная восприимчивость сильно зависит от напряженности поля (см. разд. 4.2.5), поэтому в публикуемых материалах необходи-

Таблица 4.1. Объемные восприимчивости пород и минералов

Минерал или порода	Магнитная восприимчивость $\chi$ , $10^{-6}$ ед. СИ <sup>1)</sup>	Примечания
Гранит (с магнетитом)	20—40 000	[46]
Кровельные сланцы	0—1200	
Габбро	800—76 000	
Базальт	500—80 000	[5]
Океанические базальты	300—36 000	[77]
Известняк (с магнетитом)	10—25 000	Остальные данные взяты из подборки Парасниса [55]
Гнейс	0—3000	
Песчаник	35—950	
Пирит (руда)	100—5000	
Гематит (руда)	420—10 000	
Магнетит (руда)	$7 \cdot 10^4$ — $14 \cdot 10^6$	
Магнетит (кристалл)	$150 \cdot 10^6$	
Серпентинит	3100—75 000	
Графит (диамагнетик)	—80—200	
Кварц (диамагнетик)	—15	
Гипс (диамагнетик)	—13	
Каменная соль (диамагнетик)	—10	
Лед (диамагнетик)	—9	

<sup>1)</sup> Для перевода в единицы нерационализированной системы СГСМ нужно приведенные значения разделить на 4 $\pi$ .

мо указывать значения напряженности поля, которым соответствуют полученные значения восприимчивости. Поскольку при решении геофизических задач наибольший интерес представляют магнитные свойства горных пород в присутствии поля Земли, обычно используется намагничивающее поле порядка 0,1 мТл.

**4.4.2. Магнитная анизотропия и текстура горных пород.** Магнитная восприимчивость  $\chi$  горных пород не всегда изотропна. Она может быть весьма анизотропной, особенно в метаморфиче-

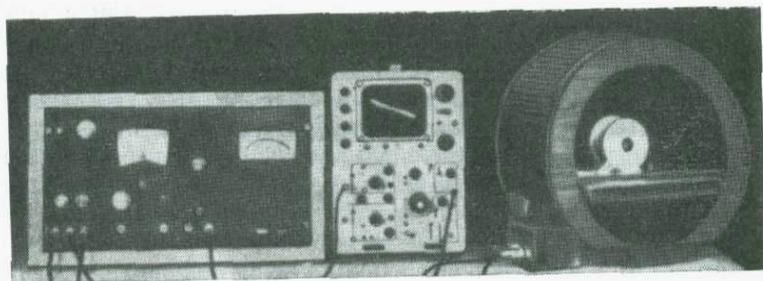


Рис. 4.14. Измеритель магнитной восприимчивости в слабом поле и устройство для наблюдения петли гистерезиса. (Из материалов проф. С. Радхакришнамурти, Бомбей.)

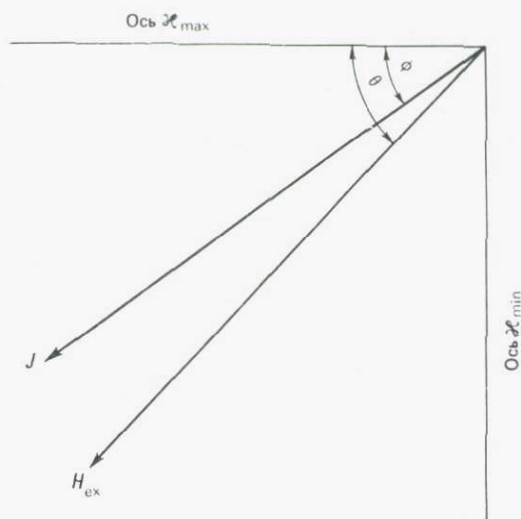


Рис. 4.15. Отклонение вектора намагниченности  $J$  от направления приложенного поля  $H_{ex}$  вследствие анизотропии.

ских и осадочных породах. Плоскость максимальной восприимчивости обычно совпадает с плоскостью напластования у осадочных отложений и плоскостью сланцеватости у метаморфических пород.

Поскольку величина анизотропии для зерна данной формы быстро растет с увеличением магнитной восприимчивости, то ферромагнитные минералы серии магнетит — ульвошпинель несомненно вносят наибольший вклад в анизотропию пород. Когда магнитная анизотропия значительна, вектор  $J$  не параллелен  $H_{ex}$  (рис. 4.15).

Анизотропную магнитную восприимчивость горной породы можно представить в виде ориентированного эллипсоида с тремя взаимно перпендикулярными осями — максимальной  $\kappa_{max}$ , промежуточной  $\kappa_{int}$  и минимальной  $\kappa_{min}$ . При анализе магнитной текстуры для определения этой текстуры часто используются отношения главных осей. Эти отношения  $P_1$ ,  $P_2$  и  $P_3$  определяются следующим образом:

$$\begin{aligned} P_1 &= \kappa_{max}/\kappa_{int} && \text{— коэффициент линейности,} \\ P_2 &= \kappa_{max}/\kappa_{min} && \text{— коэффициент анизотропии,} \\ P_3 &= \kappa_{int}/\kappa_{min} && \text{— коэффициент сланцеватости.} \end{aligned} \quad (4.21)$$

Отношение  $P_3/P_1 = E$  — это эксцентриситет эллипсоида магнитной восприимчивости. Если  $E > 1$ , то эллипсоид является сплюснутым и магнитная сланцеватость преобладает над линейностью,

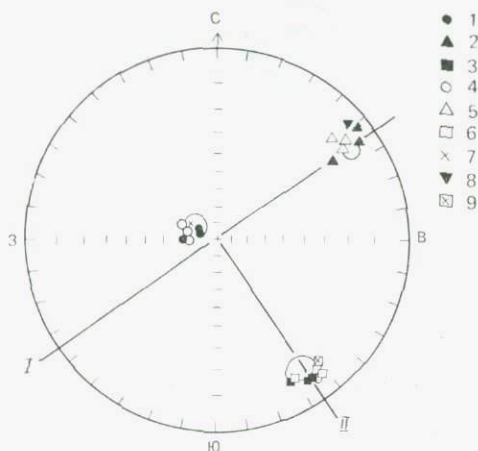
и наоборот, если  $E < 1$ , то эллипсоид является вытянутым и преобладает магнитная линейность.

Грэхем [22] первым обратил внимание на возможность использования анизотропии восприимчивости в исследованиях петроструктуры. Позднее этот вопрос был исследован более детально, а методика измерений достигла такой стадии, когда измерение эллипсоида восприимчивости можно выполнять быстро. Главные оси, определенные таким образом, позволяют найти плоскость сланцеватости (или слонстости) и макроскопическую линейность. Детальное описание различных методов измерений и анализа данных об анизотропии восприимчивости дано в книге [14]. А разнообразное применение результатов исследований магнитной анизотропии всесторонне рассмотрено в статье [33]. Здесь мы дадим краткий обзор некоторых вопросов и результатов анализа магнитной текстуры в горных породах трех типов.

*Осадочные породы.* В ряде исследований оказалось возможным по измерениям анизотропии восприимчивости оценивать ориентацию зерен. Двумя важными причинами упорядоченности зерен являются действие силы тяжести в создании сланцеватости, параллельной или почти параллельной плоскости слонстости, и действие водных потоков, создающее линейность в направлении течения. Такие текстуры, как сланцеватость и созданная течением однонаправленная линейность, встречаются достаточно часто. Пространственная ориентация таких текстур может быть полностью выражена через параметр плоскости  $\kappa_{\max} - \kappa_{\min}$  (сланцеватость) и направление оси  $\kappa_{\max}$  (линейность). Одно из самых первых исследований проводилось на шведских ленточных глинах [23]. Было найдено, что ось  $\kappa_{\max}$  лежит в горизонтальной плоскости и величина  $\kappa_{\max}$  на 10—20% превышает  $\kappa_{\min}$ . Прекрасное описание магнитной текстуры осадочных отложений с примерами исследований палеопотоков дано в работе Гамильтона и Риса [26]. Этот же метод использовался для изучения механизма осадконакопления в глубоководных морских осадках и турбидитах [39, 75].

*Метаморфические породы.* Исследователи в области структурной геологии уже многие годы используют текстуру метаморфических пород для оценки относительной деформации. Магнитный метод имеет для них огромную потенциальную ценность, особенно в породах, где отсутствует очевидная линейность или сланцеватость. Это убедительно продемонстрировали классические исследования Белсли и Баддингтона [4] на гранитах и гнейсах гор Адирондак. Эти авторы обнаружили близкие корреляции между видимыми и магнитными сланцеватостями и линейностями. Им также удалось найти связь между магнитной

Рис. 4.16. Равноугольная стереографическая проекция осей деформации и анизотропии (нижняя полусфера) для сланцев из карьеров Кентмер и Бренгилл [60]. Магнитные оси: 1 — максимальная, 2 — промежуточная, 3 — минимальная. Петроструктурные оси по Беллу (1975): 4 — максимальная, 5 — промежуточная, 6 — минимальная. Петроструктурные оси по Вуду [84]: 7 — максимальная, 8 — промежуточная, 9 — минимальная. I — простирание кливажей сланцеватости и плоскости максимальной и промежуточной листоватости; II — тренд полюсов кливажа сланцеватости и минимальных осей.



текстурой горных пород, не обладающих явно выраженными текстурными признаками, и региональными геологическими структурами. Метаморфические породы часто имеют сложную текстуру с множеством систем сланцеватости или линейности, и этот метод следует применять очень осторожно.

Поразительная корреляция между магнитной и деформационной текстурами выявлена при исследованиях кровельных сланцев из области Инглиш-Лейк-Дистрикт, испытавших каледонскую деформацию. Ратор [60] нашел, что эллипсоид восприимчивости для 22 участков (из 25) был сплюснутым со средним значением  $E=1,08$ . Плоскости  $\kappa_{\max}$ — $\kappa_{\text{int}}$  этих эллипсоидов всегда совпадали с выявленными кливажами, простирание которых совпадает с простиранием структур каледонид. На рис. 4.16 показана ориентация главных осей восприимчивости. Оказалось, что они прекрасно согласуются с главными осями деформаций, определенными петроструктурными методами. Коэффициент анизотропии  $P_2$  имел среднее значение, равное 1,182, которое является хорошим показателем тектонической деформации этой области. Исследование температур Кюри на случайно выбранных образцах позволило установить, что минералом, определяющим магнитную текстуру, является магнетит.

*Магматические породы.* Для петрологов микропетроструктуру магматических пород выявить трудно, даже если тщательно исследовать эти породы под микроскопом. Проведены многочисленные определения магнитными методами текстуры лав, плутонов и интрузивов с целью получения информации об истории их течения и в конечном итоге о способе их формирования.

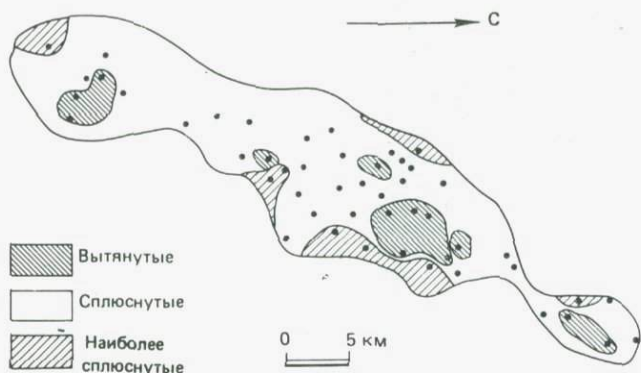


Рис. 4.17. Распределение эллипсоидов средних по участкам восприимчивостей на карте Эксетерского плутона, шт. Нью-Гэмпшир, США [7]. Точками показаны участки отбора образцов. Плутон характеризуется сильной магнитной расслоенностью по краям и линейностью в центре.

Берч [7] сообщил об исследованиях магнитной текстуры Эксетерского плутона (шт. Нью-Гэмпшир, США), в котором отсутствуют видимые ориентированные текстуры. Эксетерский плутон (размером  $7 \times 32$  км) выходит на поверхность вдоль оси Эксетерской антиклинали, причем среди обнажающихся пород от гранита до габбро преобладающей является диорит. На рис. 4.17 показано распределение форм усредненных по отдельным участкам эллипсоидов магнитной восприимчивости. На большинстве участков эллипсоид является сплюснутым, а значения  $E$  превышают 1,1. Сильно сплюснутые эллипсоиды встречаются у краев плутона. Вытянутые эллипсоиды располагаются вдоль осевой зоны антиклинали, параллельной длинной оси этого плутона. Поэтому с точки зрения магнитной текстуры плутон является наиболее расслоенным на своих окраинах и линейным в центре. Направление  $\kappa_{\max}$  параллельно длинной оси плутона и осевой зоне антиклинали, в которую он внедрен. Другие примеры исследований магнитной текстуры имеются в статьях [18, 30, 74, 81].

**4.4.3. Остаточная намагниченность и отношение Кёнигсбергера.** Большинство пород, слагающих верхнюю часть земной коры, кроме намагниченности  $I_i$ , наведенной современным полем Земли, имеют остаточную намагниченность  $I_r$ . Остаточная намагниченность  $I_r$  не связана с современным полем Земли, а определяется тем полем, которое существовало, когда формировалась данная порода. Остаточную намагниченность горные породы приобретают в результате разных процессов (рассмотренных в гл. 5) в зависимости от способа их формирования и последующей геологической истории.

Значение  $J_r$  особенно велико в магматических породах и породах, подвергавшихся термальному метаморфизму. В этих случаях значение  $J_r$  часто существенно превышает  $J_i$ . Отношение интенсивностей естественной остаточной намагниченности NRM образца породы к намагниченности, наведенной современным полем Земли  $F$  в месте отбора этого образца, называется отношением Кёнигсбергера  $Q$  и выражается в виде

$$Q = \frac{J_r}{\kappa (F/\mu_0)} . \quad (4.22)$$

В табл. 4.2 приводятся значения  $Q$  для пород различных типов, отобранных из нескольких районов земного шара. Из данных видно, что величина  $Q$  может быть достаточно изменчивой даже для пород одного и того же типа. Тем не менее полезно запомнить следующие общие выводы, сделанные в книге Нагаты [47].

1. У магматических и термально метаморфизованных пород

Таблица 4.2. Отношение Кёнигсбергера  $Q$  для пород некоторых типов

Тип породы	Местоположение	$Q$	Литература
Океанические базальты	Скважина «Мохол ЕМ-7», северо-восток Тихого океана	15—105	[77]
» »	Срединно-Атлантический хребет	1—160	[77]
Базальты подводных гор	Север Тихого океана	8—57	[77]
Кайнозойские базальты	Штат Виктория, Австралия	5	[34]
Раннетретичные базальты	Диско, запад Гренландии	1—39	[69]
Долеритовые пластовые интрузии	Северная Англия	2—3,5	[16]
Габбро	Смоланд, Швеция	9,5	[55]
»	Штат Миннесота, США	1—8	[37]
Диабазовые дайки	Канадский щит	0,2—4	[73]
Пилансбергские дайки	Южная Африка	2—5	[21]
Гранитные плутоны	Штат Калифорния, США	0,2—0,9	[17]
Гранодиориты	Штат Невада, США	0,1—0,2	[1]
Гранитные интрузивы	Япония	0,1—0,5	[35]
Марганцевая руда	Южная Индия	1—5	[6]
Магнетитовая руда	Швеция	1—10	[55]
Осадочные породы (за исключением некоторых руд, обладающих химической остаточной намагниченностью)		<0,1	[47, с. 312]

из континентальных областей  $Q \sim 1$  в случае медленно кристаллизовавшихся пород.

2. Для вулканических пород  $Q \sim 10$ , а для многих быстро охлаждавшихся базальтовых пород (например, океанических базальтов)  $Q \sim 30 \div 50$ .

3. В осадочных и метаморфических породах обычно  $Q < 1$ , за исключением особых случаев железных руд.

В общем суммарная намагниченность породы выражается в виде векторной суммы

$$J = J_i + J_r, \quad (4.23)$$

где векторы  $J_i$  и  $J_r$  могут иметь любое произвольное направление. В простейшем случае, когда  $J_r$  направлено почти параллельно или антипараллельно современному геомагнитному полю  $F$ , суммарная намагниченность может выражаться как

$$J \simeq J_i \pm J_r = \kappa \frac{F}{\mu_0} \pm J_r. \quad (4.24)$$

Когда остаточная намагниченность  $J_r > \kappa(F/\mu_0)$  и антипараллельна  $F$ , суммарная намагниченность породы будет создавать аномалию поля, антипараллельную  $F$ . Поэтому при интерпретации отрицательных магнитных аномалий нужно учитывать возможность присутствия пород с обратной намагниченностью.

#### 4.5. Магнитная характеристика континентов и океанов

Исходя из поведения ферромагнитных минералов в условиях высоких температур, в частности из понижения точки Кюри с увеличением давления [47, с. 325], совершенно очевидно, что намагниченность горных пород может иметь место только до некоторой предельной глубины (несколько десятков километров). Эта глубина ограничена изотермой точки Кюри (580 °C) для магнетита, который несомненно является наиболее распространенным магнитным минералом в горных породах. Анализ длин волн аномалий, измеренных на длинных магнитометрических профилях, показал, что в мантии, по всей вероятности, нет источников магнитных аномалий. Поэтому нижняя граница коровых блоков, создающих аномалии, должна соответствовать поверхности, образуемой изотермами точки Кюри, глубина залегания которой может изменяться в зависимости от локальных геотермических условий. Подъем будет вызывать относительное уменьшение магнитной аномалии, тогда как опускание будет увеличивать аномалию. Пейкисер и Зитц [54] наблюдали отчетливое понижение магнитной аномалии к западу от Скалистых гор и предположили, что к западу от этих гор изотерма точки Кюри в нижней коре выгибается вверх.

Глубины изотермы точки Кюри определялись по результатам анализа магнитных аномалий в нескольких районах (метод оценки глубин рассматривается в разд. 4.7.5). В большинстве случаев опубликованные для континентальных областей результаты дают оценки глубин точки Кюри в интервале  $\sim 20\text{--}25$  км, т. е. в среднем выше Мохо.

Что касается магнетизма пород земной коры, то из табл. 4.1 и 4.2 следует, что магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность осадочных пород слишком малы для создания в них сколько-нибудь заметной степени намагниченности. Поэтому практически все магнитные аномалии, наблюдаемые над континентами и океанами, следует приписывать магматическим и метаморфическим породам, которые обладают намагниченностью обоих типов ( $J_i$  и  $J_r$ ).

В пределах континентов основные районы развития магматических и метаморфических пород — как обнажающихся на поверхности, так и перекрытых осадочными отложениями, имеют докембрийский возраст. Для таких древних пород значение  $J_r$  часто меньше, чем  $J_i$ , и в целом  $Q < 1$ . Даже в тех толщах пород, где значение  $J_r$  сравнимо с  $J_i$ , направление  $J_r$ , по-видимому, настолько неупорядоченно, что вклад остаточной намагниченности в магнитную аномалию, созданную большой массой пород, остается малым. Конечно, имеются исключения; известно, что некоторые интрузивы (рои даек и силлы) и почти все вулканические породы (например, деканские траппы, покрывающие Индийский щит) имеют достаточно большие значения  $J_r$ , а  $Q > 1$ . Однако в общем магнетизм континентов, видимо, определяется вариациями магнитной восприимчивости.

В отличие от континентов магнетизм океанической коры по-видимому, определяется преимущественно остаточной намагниченностью базальтового слоя. В последние годы детально исследованы магнитные свойства океанических базальтов и других мафических пород, поднятых драгами с морского дна, а также образцов керна из скважин, пробуренных в кристаллическом фундаменте по Проекту глубоководного бурения [15, 27, 41, 53, 80]. Опубликованные результаты показывают, что среднее значение их естественной остаточной намагниченности сравнимо со значением для континентальных базальтов, но фактор  $Q$  явно больше, чем для континентальных пород (см. табл. 4.2). Поэтому магнитные аномалии, наблюдававшиеся над океанами, можно приписывать одной только остаточной намагниченности в отличие от индуцированной намагниченности континентальных пород.

Другой отличительной особенностью океанического дна являются системы полосовых магнитных аномалий. Линейные по характеру аномалии вблизи западного побережья Калифорнии, впервые обнаруженные и детально закартированные Мейсоном

и Раффом [43], отображают любопытную картину из ориентированных меридионально полос положительных и отрицательных магнитных аномалий (рис. 4.18). Сначала считалось, что смещения полос аномалий указывают на крупные горизонтальные движения или сдвиги по простиранию, связанные с зонами трещиноватости, но позже их интерпретировали как трансформ-

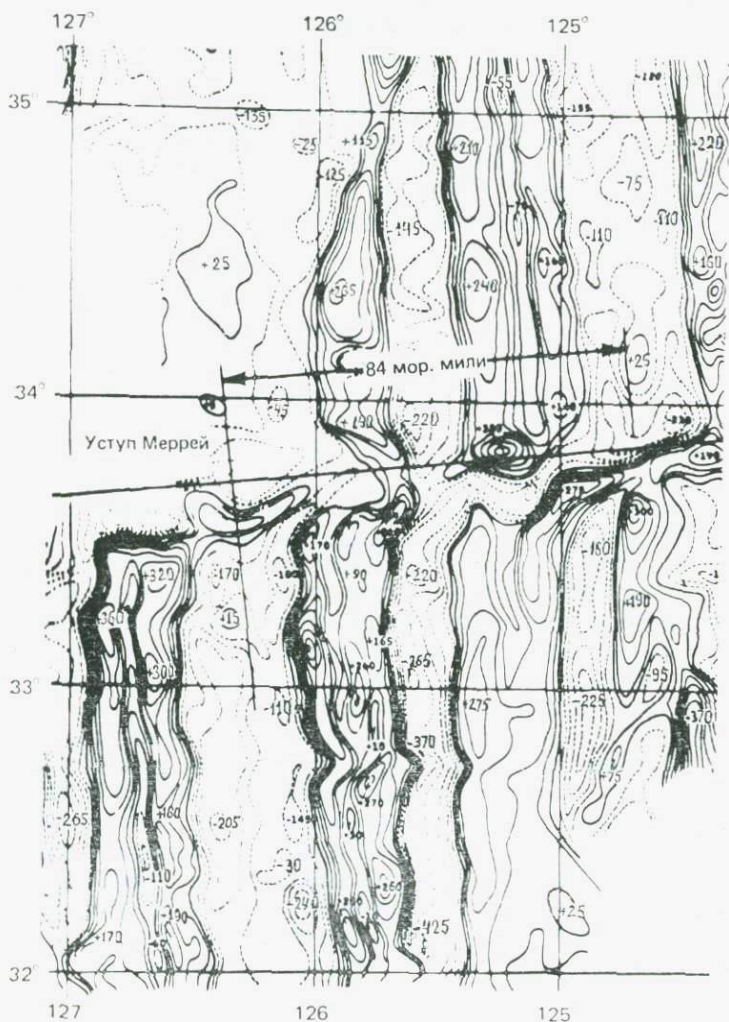


Рис. 4.18. Карта аномалий полной напряженности геомагнитного поля с изолиниями в гаммах. Смещения полос аномалий указывают на горизонтальное смещение величиной 153 км вдоль зоны разломов Меррей [42, рис. 2.]

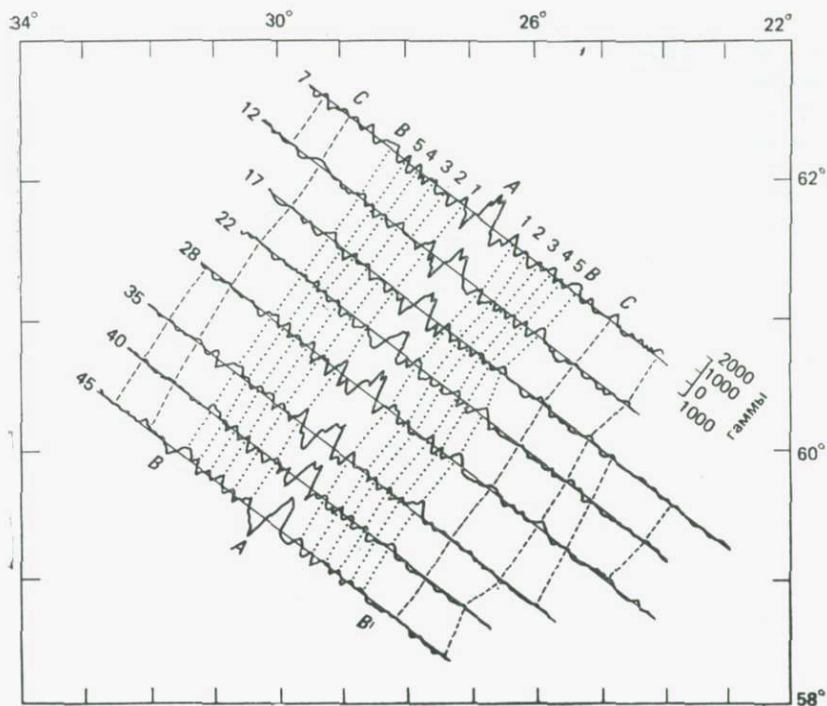


Рис. 4.19. Магнитные аномалии над хребтом Рейкьянес к югу от Исландии. Отметим линейное простираание аномалий параллельно хребту и их симметрию относительно центральной оси хребта. Центральная аномалия (А) имеет амплитуду около 2000  $\gamma$  [29].

ные разломы (разд. 10.2.1). Последующие работы показали, что полосы магнитных аномалий являются характерной особенностью всех океанов. Кроме того, оказалось, что система аномалий поразительно симметрична относительно гребней многих хребтов (классический пример см. на рис. 4.19).

За последние несколько десятилетий магнитные съемки дали много информации о строении и магнитных свойствах океанической коры. Как мы увидим позже, океанические магнитные аномалии стали ключом к пониманию механизма и истории раздвигания (спрединга) морского дна (разд. 5.5).

#### 4.6. Методика выполнения магнитных съемок

Съемки магнитометрами проводятся во все большем объеме для геологического картирования и разведки полезных ископаемых. В последние годы магнитные съемки и на континентах, и в

океанах стали проводить столь интенсивно, что почти невозможно установить состояние глобальной изученности. Большой прогресс в этой области стал возможен благодаря достижениям в разработке аппаратуры для магнитных измерений и способах анализа данных.

**4.6.1. Приборы для магнитных измерений.** Для выполнения измерений на суше и на море используются магнитометры различных типов. Почти все региональные магнитные съемки на суше в настоящее время выполняются аэромагнитометрами. В большинстве измерений с самолетов используются феррозондовые или протонные магнитометры. В тех съемках, где необходима большая точность, используются высокочувствительные квантовые магнитометры с парами щелочного металла.

*Феррозондовые магнитометры.* Датчик этого магнитометра содержит два идентичных сердечника из материала с высокой магнитной проницаемостью (такого, как  $\mu$ -металл, или пермаллой), размещенных параллельно друг другу. На эти сердечники в противоположных направлениях навиты первичные катушки, включенные последовательно (рис. 4.20). Две первичные обмотки окружены вторичной. Первичные обмотки соединены с источником переменного тока, и сердечники намагничиваются до насыщения в противоположных направлениях дважды за период. Напряжение, индуцированное во вторичной катушке, будет меняться пропорционально общей скорости изменения магнитного

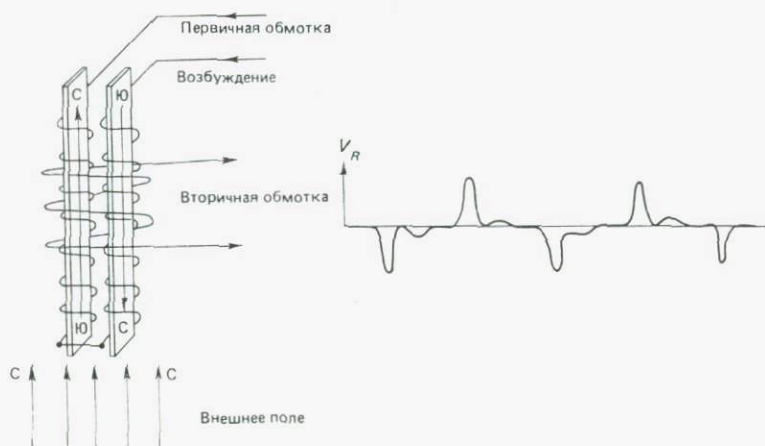


Рис. 4.20. Принцип феррозондового магнитометра. Запись справа дает результирующее напряжение  $V_R$ , индуцированное во вторичной катушке; значение  $V_R$  пропорционально напряженности внешнего поля. (Из книги Гарленда [20] с изменениями.)

потока, созданного двумя сердечниками, причем в нормальном состоянии оно равно нулю, поскольку намагниченность сердечников изменяется в противоположных направлениях. Однако наличие внешнего магнитного поля, направленного вдоль оси сердечников, будет нарушать равновесие потоков, усиливая возбуждающее поле в одном сердечнике и оказывая ему сопротивление в другом. При слабом внешнем поле, таком как создаваемое Землей, вторичное напряжение пропорционально напряженности этого поля, и прибор позволяет измерять составляющую этого поля вдоль оси сердечников. Приборы такого типа могут использоваться для непрерывной записи любой составляющей геомагнитного поля в зависимости от расположения чувствительного элемента. В аэросъемках, как правило, измеряется величина полного вектора поля  $F$ . Для этого используются ориентирующие устройства, которые автоматически устанавливают ось феррозондового датчика в направлении геомагнитного поля. Измерение  $F$  возможно с точностью до 1 нТл ( $= 1, \gamma$ ), что дает относительную точность порядка  $1/50\,000$ .

Недавно появился ряд портативных конструкций для использования в наземных съемках. В отличие от обычных полевых магнитометров, устанавливаемых на треногах, феррозондовые приборы для наземных измерений очень мало весят, не требуют точной установки уровня и позволяют производить замеры сравнительно быстро. Относительная точность измерения магнитных полей этими приборами имеет порядок нескольких сотен.

*Протонные магнитометры.* В этих приборах используется хорошо известное явление прецессии ядерных частиц вокруг магнитного поля, причем частота прецессии пропорциональна напряженности внешнего поля. Чаще всего в аэросъемках или морских измерениях используется магнитометр, основанный на прецессии протонов. Активным элементом в нем служит вода (или другая жидкость, содержащая большое число ядер водорода) в небольшом сосуде, который помещается внутри катушки. В обычном состоянии спиновые моменты протонов ориентированы хаотически. Если путем пропускания через катушку постоянного тока создать сильное магнитное поле («поляризующее поле»), то магнитные моменты протонов ориентируются в направлении этого поля. Когда поляризующее поле резко снимается, моменты протонов, обладающих собственным вращением, в течение короткого времени прецессируют вокруг направления окружающего геомагнитного поля и индуцируют в катушке небольшое напряжение. Частота  $f$  этого напряжения (которая может измеряться с точностью  $10^{-5}$ ) является мерой полного поля Земли  $F$ . Рабочее соотношение между  $f$  и  $F$  имеет вид

$$F \text{ (нТл)} = 23,4868f, \quad (4.25)$$

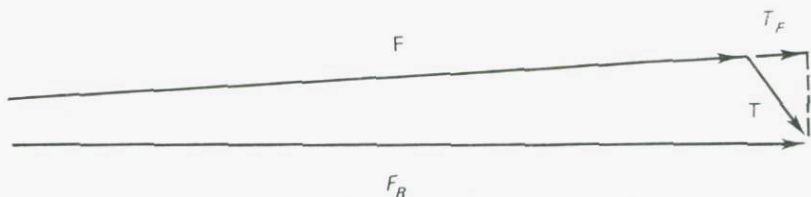


Рис. 4.21. Определение аномалии полного магнитного поля.  $F$  — геомагнитное поле (невозмущенное);  $T$  — локальное возмущение (аномальное поле);  $F_R$  — результирующая векторов  $F$  и  $T$ ;  $T_F$  — аномалия полного поля в направлении поля Земли.

где  $f$  — измеренная частота в герцах, а 23,4868 — константа, связанная с гиромангнитным отношением протона. Важным достоинством этого прибора является то, что его ориентация не имеет значения; единственное требование состоит в том, чтобы поляризующее поле составляло достаточно большой угол с направлением общего поля Земли. В отличие от феррозондового магнитометра, который позволяет измерять поле непрерывно, протонный магнитометр дает серию дискретных отсчетов с интервалами в несколько секунд, поскольку для поляризации и релаксации протонов требуется время. Другое отличие состоит в том, что этот прибор измеряет только скалярную величину полного внешнего поля, но не его направление (рис. 4.21). Прибор непригоден для работ в районах с большими градиентами поля, поскольку полезный сигнал резко ухудшается в присутствии градиентов магнитного поля, превышающих 500 нТл/м. В настоящее время несколькими изготовителями для использования на станциях, судах и самолетах выпускаются магнитометры с автоматической регистрацией. Существуют также портативные конструкции для наземных съемок. Для многих моделей указана точность 1 нТл и выше. Один из таких приборов показан на рис. 4.22.

*Оптические квантовые магнитометры.* Эти приборы основаны на принципе *оптической накачки*. В них используются достижения радиочастотной спектроскопии, в которой атомы щелочных металлов (например, рубидия, цезия) облучают оптическими пучками соответствующей частоты. Детальное описание этого физического процесса и методики наблюдений имеется в статье Блума [8]. Подобно протонному магнитометру, оптический квантовый магнитометр позволяет измерять полное внешнее поле, а его ориентация роли не играет. Поскольку выходную частоту (100—300 кГц) можно определять с очень высокой точностью, достижима высокая чувствительность — порядка 0,01 нТл. Это делает данный магнитометр наиболее точным прибором из имеющихся для измерения магнитного поля Земли.



Рис. 4.22. Портативный протонный магнитометр для наземных съемок.

Благодаря высокой чувствительности он идеально подходит для использования его в качестве составной части аэроградиентометра.

*Магнитные градиентометры.* Этот прибор представляет собой дифференциальный магнитометр, в котором расстояние между двумя датчиками одного и того же типа фиксировано и мало по сравнению с расстоянием до источников, поля которых измеряются. Разность напряженностей поля, деленная на вертикальное расстояние между датчиками, рассматривается как градиент поля (в нТл/м) в средней точке между этими датчиками. Измерения градиентов свободны от шумов, когерентных во времени, таких, как временные вариации геомагнитного поля (суточные вариации). Градиентометры также используются для подавления шумов от региональных (удаленных) источников, с тем чтобы выделить аномалии от неглубоких источников (рис. 4.23). Эти измерения можно рассматривать как фильтрацию по расстоянию: для градиентометра аномалии уменьшаются с рас-



Рис. 4.23. При измерениях градиента подчеркиваются локальные аномалии (от неглубоких источников) и подавляется влияние региональных (удаленных) источников.  $\Delta T$  — аномалия полного поля.

стоянием со скоростью, на порядок большей, чем для магнитометра.

В градиентометрах, чаще всего используемых в аэросъемках, применяются оптические (с парами цезия) чувствительные элементы, которые подвешиваются с вертолета или самолета при фиксированном расстоянии между двумя датчиками, равном нескольким метрам. Инструментальная система этого типа широко использовалась Геологической службой Канады для разведки полезных ископаемых в различных районах развития докембрийских отложений [65]. Разработаны и специальные градиентометры для подводной разведки, в частности для определения местоположения минералов в россыпных залежах [9].

**4.6.2. Введение поправок в данные магнитометров.** Независимо от прибора, использованного при съемке, в данные, полученные в результате измерений с помощью магнитометров, обычно требуется вводить некоторые поправки. Наиболее важными из них являются следующие поправки.

*Учет суточных вариаций.* Метод введения этой поправки в данные наземной съемки аналогичен способу введения поправки за смещение нуля-пункта гравиметра. Однако вместо того, чтобы часто возвращаться на опорную станцию, почти всегда более удобно устанавливать на этой станции дополнительный прибор (например, автоматически регистрирующий феррозондовый или протонный магнитометр). В аэромагнитных съемках для введения этой поправки выполняют полеты над территорией съемки по схеме из параллельных «линий полета» с парой «связующих линий», пересекающих их с подходящими интервалами. В океанах (за исключением районов вблизи магнитного экватора) величина суточных вариаций относительно мала, а поправки в случае необходимости можно вводить по магнитограммам ближайших обсерваторий. Измерения градиентов (выполненные магнитными градиентометрами) свободны от влияний суточных вариаций.

*Поправка за нормальное поле.* Эта поправка нужна для учета нормальных вариаций напряженности геомагнитного поля по широте и долготе. Ее обычно определяют с помощью национальных или глобальных карт изодинам, которые дают региональные значения  $F$ ,  $H$  и  $Z$ . Другим способом служит использование таблиц МЭГП (Международного эталонного геомагнитного поля), в которых публикуются значения полного поля в узлах сеток для различных эпох [58]. В аэромагнитных и морских магнитных съемках бывает необходимо использовать радионавигационные приборы для определения местоположения точек измерений перед введением поправки за нормальное поле.

*Топографическая поправка.* Влияние рельефа в наземных магнитных съемках не играет столь важной роли, как в гравиметрических съемках. Однако в областях обнажений магматических пород сильно расчлененный рельеф может вызывать возникновение «ложных» отрицательных аномалий в точках измерений вблизи крутых склонов холмов. Гупта и Фитцпатрик [24] привели данные об аномалиях за счет рельефа, достигающих 700 нТл вблизи склонов высотой 10 м, представленных формациями с восприимчивостью  $\sim 0,01$  ед. СИ. Для введения топографических поправок нет общих правил, но там, где они необходимы, область съемки можно подразделить на сетку квадратов, средние высоты которых оцениваются по топографическим картам. Размеры этих квадратов зависят от степени намагниченности приповерхностных пород и неровности рельефа. Вклад в аномалию от каждого блока можно рассчитывать, используя формулы для магнитного эффекта вертикальной прямоугольной призмы (см. приложение С).

#### 4.7. Интерпретация данных магниторазведки

Конечным результатом магнитной съемки является карта аномалий в изолиниях (в гаммах или нанотеслах). Следующим этапом является геологическая интерпретация данных магниторазведки. На примере гравиразведки (см. разд. 3.6) мы знаем, что прямого короткого пути к решению этой задачи не существует. В целом методика интерпретации данных магниторазведки весьма сходна с методикой интерпретации гравиметрических данных. Однако имеются два фактора, которые делают интерпретацию данных магниторазведки более сложной: 1) дипольная природа магнитного поля и 2) дополнительный неизвестный параметр, связанный с направлением намагниченности в горных породах.

В качестве первого шага полезно оценить величину и форму магнитных аномалий над телами простой формы; это очень помогает при выполнении качественной и количественной интерпретации.

**4.7.1. Магнитные эффекты тел простой формы.** Магнитные эффекты от ряда тел простой формы можно определить по формулам для диполя и монополя.

*Диполь (намагниченная сфера).* Ранее мы вывели (уравнения (4.12)—(4.13)) формулы для магнитного поля диполя с моментом  $M$ . В соответствии с обозначениями на рис. 4.24 компо-

ненты  $B_r$  и  $B_\theta$  магнитного поля в точке  $P$  выражаются в виде

$$B_r = (c) 2M \cos \theta / r^3, \quad (4.26)$$

$$B_\theta = -(c) M \sin \theta / r^3 \quad (4.27)$$

где  $c$  обозначает коэффициент ( $\mu_0/4\pi$ ), необходимый при использовании единиц системы СИ.

В областях, где полный вектор поля Земли  $F$  почти вертикален (геомагнитное наклонение  $I \sim 65 \div 90^\circ$ ), главный интерес обычно представляет вертикальная составляющая поля  $B_z$ . Значение  $B_z$  можно получить как сумму проекций  $B_r$  и  $B_\theta$  в направлении  $z$ :

$$B_z = B_r \cos \theta + B_\theta \sin \theta = cM(2z^2 - x^2)/(x^2 + z^2)^{5/2}. \quad (4.28)$$

Аномалия вертикального поля  $B_z$  имеет максимальную амплитуду, равную  $2cM/z^3$ , при  $x=0$ . При  $x=z/2$  амплитуда аномалии  $B_z$ , согласно (4.28), спадает до половины своей максимальной величины. Горизонтальное расстояние, на котором аномалия спадает до половины своего максимального значения, обычно обозначается  $x_{1/2}$  («полуширина» аномалии) и может использоваться как индикатор глубины.

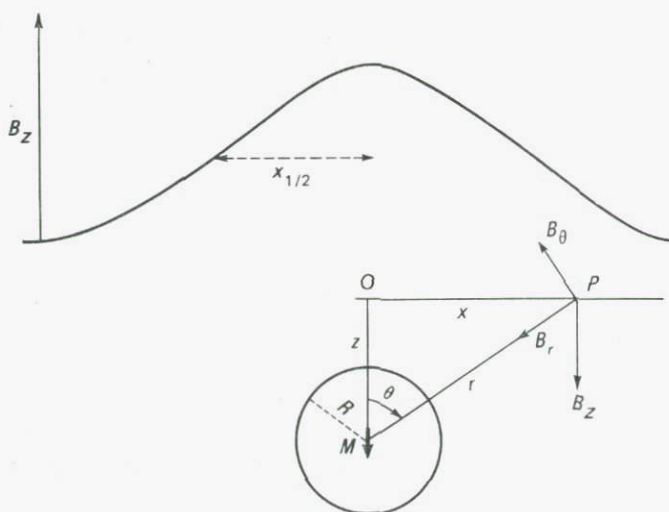


Рис. 4.24. Магнитная аномалия вертикально намагниченной сферы. Кривая соответствует вертикальной составляющей аномалии  $B_z$ , которую обычно называют составляющей  $\Delta Z$ . Полуширина этой аномалии  $x_{1/2}$  является показателем глубины.

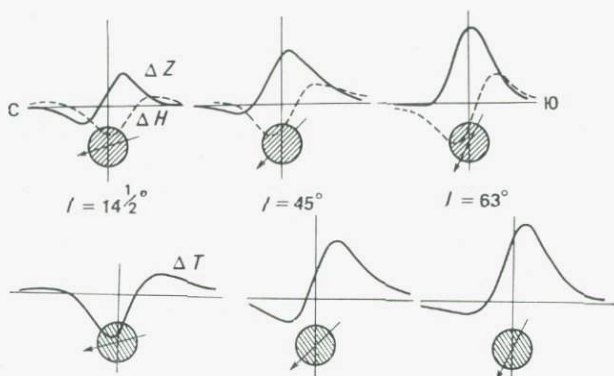


Рис. 4.25. Кривые аномалий вертикальной составляющей ( $\Delta Z$ ), горизонтальной составляющей ( $\Delta H$ ) и полного вектора поля ( $\Delta T$ ) над однородно намагниченной сферой в районах с различным наклоном геомагнитного поля  $I$ . (Из работы [25] с изменениями.)

Аномалия горизонтального поля  $B_x$  получается как сумма проекций  $B_r$  и  $B_\theta$  в направлении  $x$ :

$$B_x = -B_r \sin \theta + B_\theta \cos \theta = -3cMxz/(x^2 + z^2)^{5/2}. \quad (4.29)$$

Из теории потенциала можно показать, что магнитное поле однородно-намагниченной сферы совпадает с полем диполя с тем же магнитным моментом, помещенного в центр этой сферы. Поэтому уравнения (4.28) и (4.29) можно использовать для вычисления составляющих аномалии  $B_z$  и  $B_x$ , созданных вертикально намагниченной сферой с объемом  $V$  и намагниченностью  $J_z$ , поскольку  $M = VJ_z$ . Общий случай сферы, намагниченной в произвольном направлении, рассмотрен в работе Парасниса [56, с. 30].

В геофизической литературе  $B_z$  и  $B_x$  обычно называют компонентами  $\Delta Z$  и  $\Delta H$  соответственно. На рис. 4.25 показаны кривые аномалий  $\Delta Z$ ,  $\Delta H$  и  $\Delta T$  в направлении  $x$  (в направлении на магнитный север), созданных сферой, намагниченной в различных направлениях. Конечно, геологические тела точно сферической формы не существуют, но такие кривые, как изображены на рис. 4.25, оказывают большую помощь при качественной интерпретации. Это связано с двумя причинами: 1) симметрия кривой  $\Delta Z$  или  $\Delta T$  позволяет оценить направление намагниченности; 2) по «полуширине» ( $x_{1/2}$ ) аномалии можно оценить глубину до центра однородного тела.

*Линия диполей (длинный горизонтальный цилиндр).* Двумерные тела с ограниченной протяженностью по глубине, такие

как крутые антиклинальные поднятия или погребенные хребты, можно аппроксимировать бесконечно длинным горизонтальным цилиндром. Если намагниченность почти вертикальная, то длинное горизонтальное тело можно представить рядом вертикальных диполей, распределенных вдоль его центральной оси.

При использовании обозначений рис. 4.24 составляющая магнитной аномалии  $B_z$  получается интегрированием эффектов бесконечной линии диполей в направлении  $y$ , перпендикулярном плоскости чертежа. Математический результат, полученный таким образом, имеет вид

$$B_z = 2cM(z^2 - x^2)/(z^2 + x^2)^2, \quad (4.30)$$

где  $M$  можно заменить на  $\pi R^2 J_z$  ( $R$  — радиус цилиндра и  $J_z$  — интенсивность намагниченности).

Как и в случае сферы, максимальное значение  $B_z$  соответствует  $x=0$ , но максимальная аномалия спадает до своего половинного значения при  $x=0,57z \approx z/2$ . Качественно аномалии, созданные длинным горизонтальным цилиндром, имеют такой же вид, как и те, которые наблюдаются над сферой (рис. 4.25).

*Монополь и линия полюсов.* Строго говоря, магнитный монополь не существует, но на практике изолированный полюс можно использовать для характеристики аномалии от вертикального трубообразного тела (например, тонкого вулканического некка или штока), нижний полюс которого создает пренебрежимо малый эффект на земной поверхности. Магнитная аномалия однополюсного тела аналогична аномалии силы тяжести от точечной массы. Поэтому выражение для вертикальной составляющей поля  $B_z$  получается непосредственно из уравнения (3.30) и имеет вид

$$B_z = \frac{cm}{z^2} (1 + x^2/z^2)^{-3/2}, \quad (4.31)$$

где  $m$  — магнитный заряд (А/м) точечного полюса, а  $x, z$  имеют тот же смысл, что и на рис. 4.24. В отличие от дипольного поля ( $B_z \propto 1/z^3$ ) поле точечного полюса изменяется обратно квадрату расстояния. Здесь соотношение между глубиной  $z$  и «полушириной» аномалии определяется в виде  $z = 1,305 x_{1/2}$ .

Вертикально намагниченный слой с бесконечными протяженностями по глубине и по простиранию можно аппроксимировать линейным распределением отрицательных (Ю) полюсов вдоль его верхнего края (рис. 4.26). Вклад от положительных (С) полюсов рассматривать не нужно, так как они располагаются слишком далеко от поверхности. Кривая вертикальной составляющей магнитной аномалии  $B_z$  в направлении, перпендикулярном плоскости этого слоя, имеет вид, сходный с аномалией силы тяжести от погребенной линейной горизонтальной массы

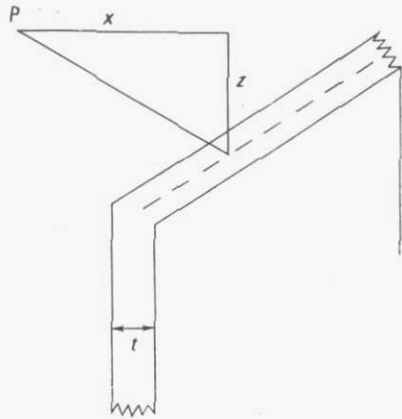


Рис. 4.26. Представление вертикально намагниченного слоя с бесконечной протяженностью по глубине и по длине линейным распределением отрицательных (Ю) полюсов вдоль его верхнего края. Метод вычисления аномалии объясняется в тексте.

(см. рис. 3.20). Если использовать эту аналогию между полем силы тяжести и магнитным полем, то выражение для  $B_z$  получается из уравнения (3.31) и может быть записано в виде

$$B_z = \frac{2cJ_z t}{z} (1 + x^2/z^2)^{-1}, \quad (4.32)$$

где  $J_z$  — намагниченность и  $t$  — толщина слоя (рис. 4.26).

Для вертикально намагниченного слоя поле  $B_z$  связано обратной зависимостью с глубиной залегания  $z$ . Здесь соотношение между полушириной и глубиной имеет вид  $x_{1/2} = z$ . Это правило позволяет приблизительно оценивать глубину до верхней границы дайкообразного тела, даже когда его падение и направление намагниченности отклоняются от вертикали на  $30^\circ$ . А если глубина залегания оценена, то для определения толщины дайки  $t$  можно использовать уравнение (4.32), при условии что мы имеем сведения о намагниченности  $J_z$  пород внедрившейся дайки.

Общий случай наклонного слоя конечного размера с произвольным направлением намагниченности рассмотрен в классической статье Вернера [83].

*Горизонтальный слой (разлом).* Вертикально намагниченный горизонтальный слой можно описать в виде распределения отрицательных (Ю) полюсов на верхнем крае и положительных (С) полюсов на нижнем крае. Вертикальная аномалия  $B_z$ , созданная нарушенным разломом слоем с толщиной  $t$  и намагниченностью  $J_z$ , получается вычислением аномалий от двух распределений полюсов.

Вклады в аномалию  $B_z$  от верхнего и нижнего краев намагниченного слоя определяются по телесным углам, под которыми видны верхний и нижний края слоя из точки наблюдений  $P$

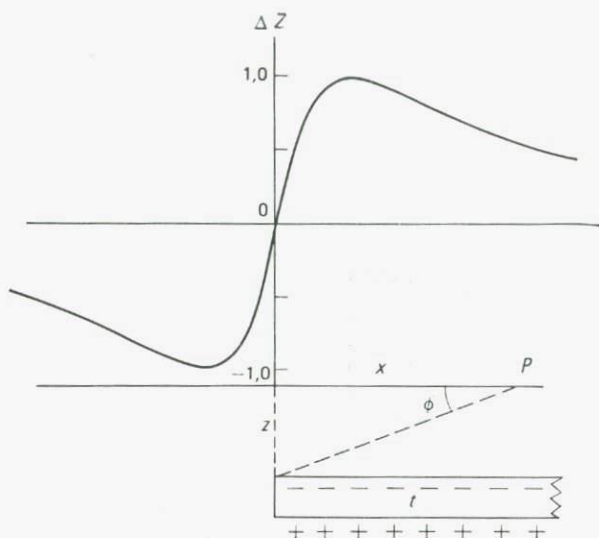


Рис. 4.27. Форма аномалии  $\Delta Z (=B_z)$  над смещенным по разлому вертикально намагниченным слоем.

(рис. 4.27). По аналогии с уравнением (3.32), которое связывает аномалию силы тяжести от слоя с телесным углом  $\varphi$ , значение  $B_z$  может выразиться в виде

$$B_z = 2cJ_z(\varphi_2 - \varphi_1) = 2cJ_z \left| \frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{x}{z} \right|_{z_1}^{z_2}, \quad (4.33)$$

где  $z_2 = z + t$  и  $z_1 = z$ .

Если толщина  $t$  бесконечно велика, то полное изменение аномалии от одной стороны слоя (при  $x \gg z$ ) до другой (при  $-x \gg z$ ) равно просто  $2c\pi J_z$ . Максимальный перепад значений аномалии, т. е. размах значений  $\Delta Z$ , который мог бы создаваться вертикальным контактом между двумя большими массами пород с перепадом намагниченности  $\Delta J_z$ , определяется выражением

$$\Delta Z = 2c\pi \Delta J_z = \frac{1}{2} \Delta \kappa F_z, \quad (4.34)$$

где  $c = \mu_0/4\pi$ ,  $\Delta J_z = \Delta \kappa (F_z/\mu_0)$ ,  $\Delta \kappa$  — перепад значений магнитной восприимчивости и  $F_z$  — вертикальная составляющая напряженности геомагнитного поля. Например, если принять, что  $F_z = 50\,000$  нТл, то контакт гранит — андезит, с которым связано латеральное изменение восприимчивости, скажем, от 0,005 до 0,105 ед. СИ ( $\Delta \kappa = 0,1$ ), создает при пересечении его максимальное изменение аномалии в 2500 нТл. В этом примере не учитывается перепад остаточной намагниченности между этими породами.

**4.7.2. Качественная интерпретация.** Качественная интерпретация карты магнитных аномалий начинается с визуального обследования формы и общего характера главных аномалий. После оконтуривания структурных трендов выполняется более детальное рассмотрение характерных особенностей каждой отдельной аномалии. Этими особенностями являются: а) относительные местоположения и амплитуды положительных и отрицательных частей аномалии, б) направление преимущественного простираия и площадная протяженность изолиний, в) резкость аномалии, которая видна по расстояниям между соседними изолиниями. Во многих случаях важную геологическую информацию можно получить непосредственно из просмотра карты без каких-нибудь вычислений. Проиллюстрируем это примером.

На рис. 4.28 показана карта аномалий полной напряженности поля  $\Delta T$  Эльзас-Баденского района, расположенного внутри Рейнского грабена. Отметим широкие структурные тренды, отобразившиеся в удлинении изолиний, в частности для главных аномалий. Отрицательная аномалия, идущая в направлении Раштатт—Ахери, имеет длину более 40 км и следует по оси грабена. Главные особенности положительных аномалий могут объясняться существованием широких зон высокой намагниченности в кристаллических породах под осадочными отложениями. Более внимательно рассмотрев резкие градиенты вокруг положительных аномалий, можно сделать вывод, что глубина залегания герцинского фундамента примерно равна 2—2,5 км. Эта приближенная оценка делается с использованием правила глубины, основанного на параметре «прямолинейного наклона» (см. разд. 4.7.4).

Резкий переход к отрицательным значениям аномалий восточнее линии Бишвиллер—Сельс позволяет предполагать опускание по сбросу восточной части фундамента до большой глубины. Для отрицательной аномалии, расположенной к северо-западу от Агно, простое объяснение подобрать невозможно. Какие-либо сведения о магнитных свойствах кристаллических пород в этой области могли бы оказать большую помощь при количественной интерпретации.

**4.7.3. Количественная интерпретация с помощью моделей.** После завершения качественного исследования важно извлечь из магнитных данных некоторую количественную информацию. Этот процесс проводится в несколько этапов, которые объясняются позже. По относительному протяжению максимумов и минимумов аномалии можно определить приблизительное местоположение и горизонтальную протяженность тела, вызывающего аномалию. Затем по форме аномалии можно определять другие параметры этого тела: его форму и глубину залегания. Затем, исходя из имеющихся геологических данных, по геометрии

ческим параметрам находят характеристики реальных структур. Наконец, по амплитуде аномалии можно определить перепад намагниченности.

Чтобы разработать методы для выполнения быстрых количественных оценок этих факторов, необходимо детально проанализировать характерный вид аномалий от моделей, чаще всего используемых при интерпретации магнитных данных. Для аппроксимации формы тел, являющихся вероятными источниками аномалий, при магнитометрическом картировании структур фундамента широко используются две модели. Одной из них явля-

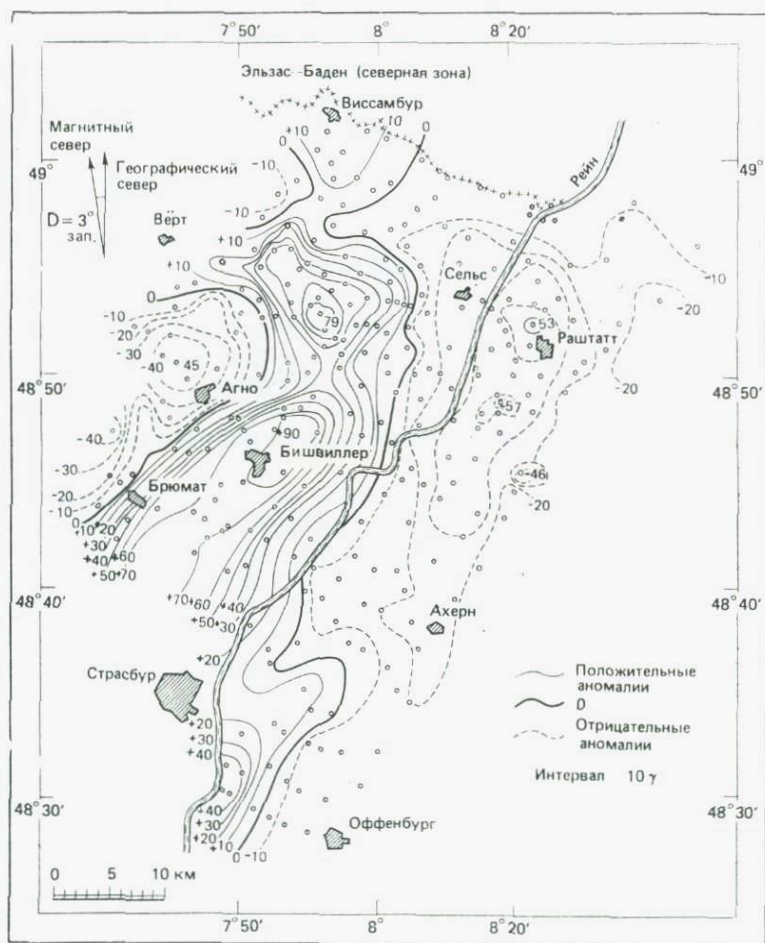


Рис. 4.28. Карта аномалий полной напряженности магнитного поля северной части области Эльзас — Баден [63].

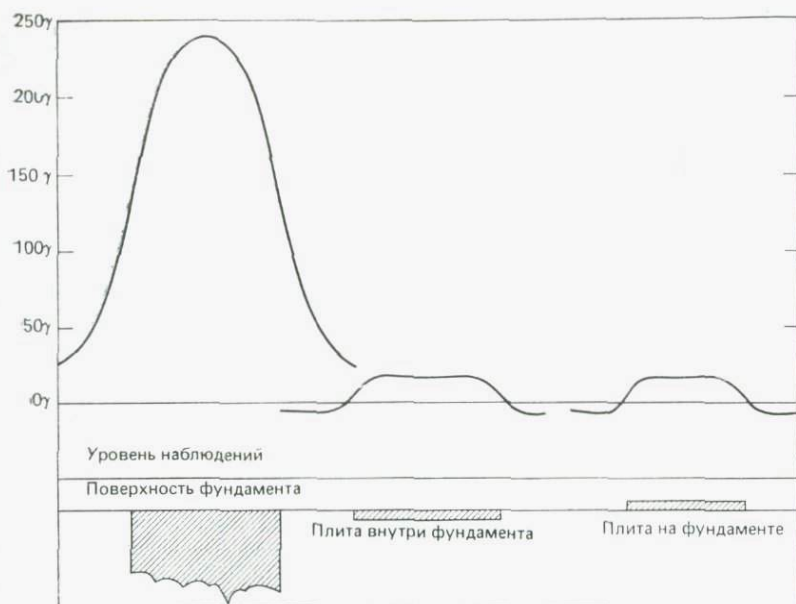


Рис. 4.29. Магнитные аномалии от тел, залегающих внутри фундамента и на его поверхности. Слева — модель в виде призмы бесконечного простира- ния (по глубине) для аппроксимации намагниченных тел большой мощно- сти. Справа — модели в виде плит, используемые при изучении намагничен- ных тел ограниченной мощности, например обусловленных изменением релье- фа фундамента [61].

ется модель призмы с вертикальными боковыми гранями, пря- моугольным поперечным сечением и бесконечной протяжен- ностью по глубине (рис. 4.29). Эта модель хорошо аппроксими- рует массивы горных пород с заметным перепадом намагничен- ности. Успешное применение ее для определения мощности не- намагниченной перекрывающей толщи (осадочных отложений) непосредственно обусловлено тем фактом, что на достаточно больших расстояниях детали формы источников потенциальных полей оказывают малое влияние на эти поля. Теоретические принципы исследований с применением этой модели и некоторые примеры ее использования при исследованиях глубины фунда- мента можно найти в работе Вакье и др. [78], опубликованной в Научных трудах Геологического общества Америки. В этом методе в общем сравнивают наблюдаемую картину аномалий с наборами рассчитанных аномалий, приведенными в альбоме, опубликованном в этих трудах. Целью сравнения является оце- нивание размеров и глубины залегания модельного источника. В этих трудах приводится также метод вычисления перепада магнитной восприимчивости по амплитуде наблюдаемой анома-

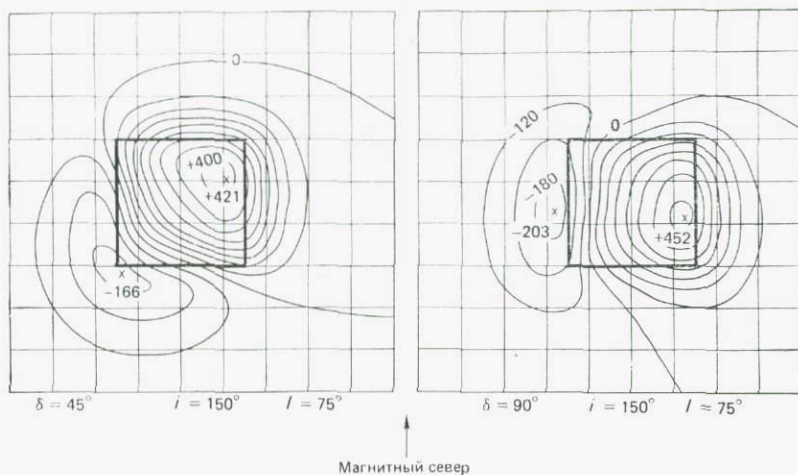


Рис. 4.30. Метод оценивания направления намагнитченности и размеров модели призмы по карте аномалий полного вектора поля  $\Delta T$ . Положения  $\Delta T_{\max}$  и  $\Delta T_{\min}$  приблизительно отмечают края модельной призмы. Направление намагнитченности получается по результатам анализа аномалии, как это объясняется в тексте. Размеры модели равны  $3 \times 3 \times 0,25$ ; размер одного квадрата сетки = глубине залегания верхней кромки тела [85].

лии; при этом предполагается, что направление общей намагнитченности тела совпадает с направлением создающего ее поля Земли.

Альтернативный метод, подходящий для районов блоковой структуры с произвольным направлением вектора намагнитченности  $J (= J_i + J_r)$ , впервые предложили Зитц и Андреасен [85]. Этот метод более удобен для выполнения полуколичественных

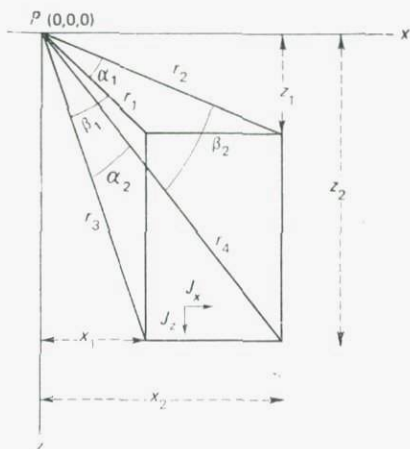


Рис. 4.31. Величины, участвующие в расчете магнитной аномалии над длинным плитообразным телом, имеющим простираание перпендикулярно плоскости чертежа.

интерпретаций. В нем относительные амплитуды и местоположения положительных и отрицательных частей аномалии используются для оценки направления намагниченности и размеров модели в виде вертикальной призмы (рис. 4.30). Величина  $A_r$ , равная отношению  $\Delta T_{\max}/\Delta T_{\min}$ , служит приблизительной мерой наклона  $i$  вектора намагниченности. Существуют следующие практические указания для получения полуколичественных оценок  $i$ , а именно  $i \sim 0 \div 20^\circ$  при  $A_r \sim 1$ ;  $i \sim 30 \div 50^\circ$  при  $A_r \sim 2 \div 5$ ;  $i \sim 60 \div 70^\circ$  при  $A_r \sim 6 \div 20$ . Далее, если  $i \leq 60^\circ$ , то азимут  $\delta$  вектора намагниченности определяется углом, который образуют линия, соединяющая центры  $\Delta T_{\max}$  и  $\Delta T_{\min}$ , и направление на магнитный север. Кроме того, местоположения максимумов и минимумов приблизительно определяют края модельной призмы (см. рис. 4.30). Что касается определения глубины верхней кромки модели, то имеются несколько эмпирических приближенных способов, которые мы рассмотрим позднее.

Другой часто используемой моделью является двумерная полоса прямоугольного сечения (или так называемая модель длинной плиты), которая служит для аппроксимации многих геологических образований с большой протяженностью по простиранию, например мощных даек и широких магнитных зон, прерывающих вмещающие породы. Величина магнитной аномалии, созданной бесконечно длинной полосой, зависит от ее ширины, мощности и перепада намагниченности. По рис. 4.31 легко видно, что компонента намагниченности  $J_y$ , параллельная простиранию, не создает аномалии. При суммировании соответствующих значений  $J_x$  и  $J_z$  намагниченности в вертикальном и горизонтальном направлениях искомые аномалии  $\Delta Z$  и  $\Delta X$  (в единицах СИ) в точке  $P$  получаются в виде

$$\Delta Z = \frac{2\mu_0}{4\pi} \left[ J_z (\alpha_1 - \alpha_2) + J_x \left( \ln \frac{r_2 r_3}{r_1 r_4} \right) \right] \quad (4.35)$$

и

$$\Delta X = \frac{2\mu_0}{4\pi} \left[ J_x (\beta_1 - \beta_2) + J_z \left( \ln \frac{r_2 r_3}{r_1 r_4} \right) \right]. \quad (4.36)$$

Эти выражения можно объединить и получить аномалию полного поля  $\Delta T$  ( $\ll F$ ) в направлении поля Земли  $F$ :

$$\Delta T \approx \Delta X \cos I \cos \delta + \Delta Z \sin I, \quad (4.37)$$

где  $I$  — наклонение поля Земли на участке аномалии, а  $\delta$  — угол между осью  $X$  (перпендикулярной простиранию) и направлением на магнитный север. Приведенные уравнения являются основой для вычисления аномалий, созданных длинными плитообразными телами с круто наклоненными (почти вертикальными) боковыми сторонами. Наиболее широко они используются при интерпретации вытянутых аномалий над океанами (разд. 5.5.2).

Общие методы расчета магнитных аномалий от двумерных и трехмерных тел произвольной формы описаны в других работах [66, 76] (см. также приложение С).

**4.7.4. Оценки глубины по магнитным профилям.** В геофизических исследованиях геологических структур наиболее важным параметром, который нужно оценивать, является глубина залегания кровли аномальной структуры. По этому вопросу уже написано столь много, что если бы мы захотели сделать обзор всех способов определения глубины, предложенных к настоящему времени, нам пришлось бы написать отдельную монографию. Трудность проблемы состоит в том, что общего правила определения глубины не существует. Если для аномального тела можно постулировать некоторую простую, геометрически правильную форму, то, как это объяснялось ранее (разд. 4.7.1), можно разработать и достаточно точные правила определения глубины, используя «полуширину» или какую-либо другую меру градиента аномалии.

Для других моделей, таких как вертикальная и длинная тонкая призма, предложены некоторые эмпирические способы оценки глубины, которые при осторожном применении могут давать полезные результаты. Мы упомянем только два таких способа, используемые наиболее широко. Они основываются на таких параметрах, как «максимальный наклон» и «половинный наклон» графиков аномалий.

В соответствии с рис. 4.32 расстояние  $s$  представляет собой горизонтальный интервал, на котором самая крутая часть аномальной кривой является приблизительно прямой линией. Параметр  $s$  (который обычно называют прямолинейным наклоном) связан с глубиной до верхней кромки блока фундамента, создающего перепад намагниченности. Этот индикатор глубины не имеет математического выражения, но эмпирически обнаружено, что он обычно превышает глубину в 0,9—1,3 (а в среднем приблизительно в 1,1) раз. На картах магнитных аномалий этот параметр наиболее удобно использовать для самой крутой части аномалии.

Параметр  $p$  («половинный наклон») представляет собой расстояние между точками, в которых прямые линии с наклоном, равным половине максимального, являются касательными к аномальной кривой выше и ниже ее прямолинейного участка (рис. 4.32). Этот параметр связан с глубиной коэффициентом, который обычно имеет значение в интервале между 1,5 и 2.

При благоприятных условиях, когда проблема шумов не создает значительных трудностей, более точные оценки глубины и формы тела, создающего аномалию, можно получить по второй вертикальной производной аномалии магнитного поля. В частности, замкнутые нулевые изолинии  $\Delta T'' (= \partial^2 \Delta T / \partial z^2)$  на

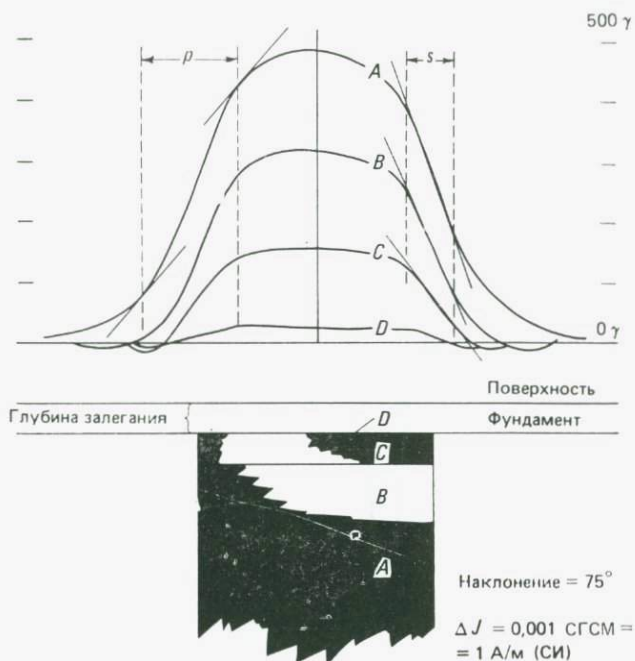
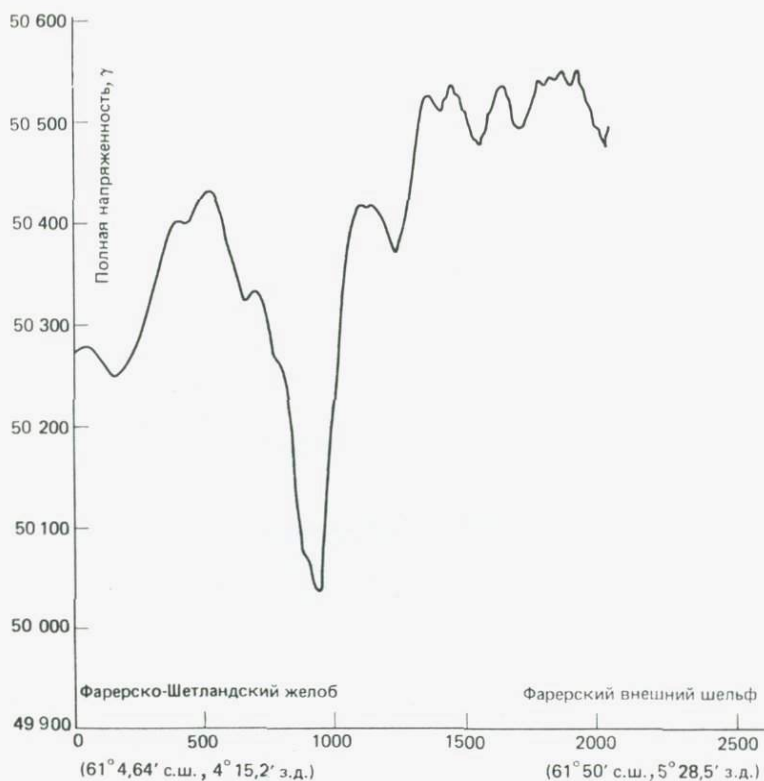


Рис. 4.32. Характеристики амплитуды и формы магнитной аномалии, обусловленной моделью в виде блока с различной глубиной подошвы. В качестве индикаторов глубины используются параметры «прямолинейный наклон» ( $s$ ) и «половинный наклон» ( $\rho$ ) (из [71] с изменениями).

карте вторых производных очерчивают края аномального магнитного тела, а расстояние от максимумов  $\Delta T''$  до нулевой изолинии является мерой глубины до верхней границы этого тела. Методы, позволяющие вычислить значения второй вертикальной производной по данным об аномалиях полного поля  $\Delta T$ , распределенным по однородной сетке, описываются в статье [31], а некоторые примеры определений глубины приводятся в [78].

Детальное описание способов определения глубины дано в работах [2, 48, 78]. Эти способы позволяют получать полуколичественные оценки глубины, которые полезны для проверки первоначальных геологических допущений, связанных с моделью.

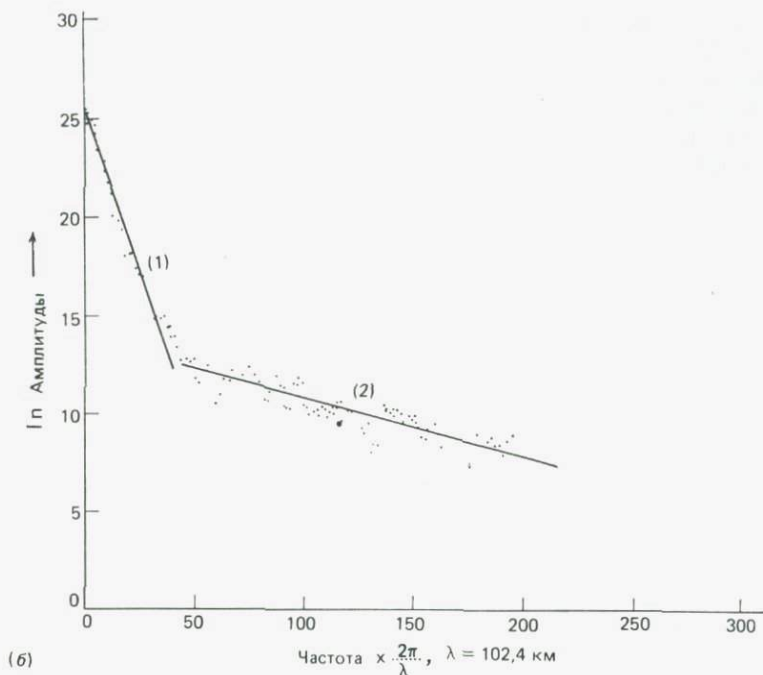
**4.7.5. Методы интерпретации с использованием ЭВМ.** В последние годы предложены несколько машинных методов, включающих в себя математическую обработку данных об аномалиях. Эти методы получают все большее распространение в больших учреждениях и применяются при повседневной работе с магнитными данными. В настоящее время имеются различные



(a)

Рис. 4.33. (а) Морской магнитный профиль от Фарерско-Шетландского пролива до Фарерского шельфа. На оси абсцисс указаны номера точек наблюдений (с интервалом 50 м). (б) Амплитудный спектр магнитного поля как функция частоты; для преобразования Фурье использовались 2048 отсчетов в цифровой форме при 50-м интервале. Низкочастотный отрезок дает глубину залегания (5 км) магнитного фундамента в проливе, высокочастотный — глубину (0,5 км) базальтового слоя в направлении Фарерского внешнего шельфа [45].

методики, которые позволяют с помощью ЭВМ автоматически выполнять ряд операций. Примерами являются проведение изолиний на картах аномалий по точкам измерений, распределенным по площади с равными или неравными интервалами, построение карт остаточных аномалий и вторых производных, графическое представление профилей через главные аномалии, оценки параметров, связанных с размером и глубиной, для серии используемых моделей, вычисление перепадов намагниченности и, наконец, проведение изолиний глубин фундамента. Мы



кратко рассмотрим два метода, которые широко используются для определения глубины магнитных тел.

Метод Вернера, разработанный Хартманом и др. [28] на основе теории Вернера [83], применим для всех полубесконечных однородных тел типа даек при любых простирании и падении и на любой магнитной широте. Делаются два допущения: 1) ширина дайки меньше, чем глубина ее верхнего края, и 2) профиль измерений проходит перпендикулярно направлению бесконечного простирания этой дайки. Процедура применения этого метода детально описана в работе Джейна [38], и многие геофизические фирмы используют ее как стандартную процедуру интерпретации аэромагнитных профилей.

Другой метод основан на спектральном анализе аэромагнитных данных, для выполнения которого разработано несколько двумерных способов. Большинство их (например, [45]) включают в себя преобразование Фурье оцифрованных аэромагнитных данных с целью вычисления амплитудного спектра. Этот спектр графически изображается в логарифмическом масштабе в зависимости от частоты. Получаемый график состоит из прямолинейных отрезков, наклон которых уменьшается с увеличением частоты (рис. 4.33). По наклонам этих отрезков оцениваются средние глубины залегания магнитных источников. Метод спек-

трального анализа широко используется для определения 1) глубин залегания магнитного фундамента и 2) глубин изотермы точки Кюри.

Несомненно, использование ЭВМ очень полезно для проверки ряда вероятных модельных источников аномалий, при проведении косвенной интерпретации последовательной подгонкой параметров, для подбора этих параметров методом наименьших квадратов и при прямом определении глубин спектральными методиками. Однако, несмотря на безусловно большие возможности автоматических методов интерпретации, нужно подчеркнуть, что без достаточного геологического контроля или какой-либо другой независимой информации никакая методика интерпретации, сколь бы изощренной она ни была, не может обеспечить единственность решения по данным о потенциальных полях.

#### 4.8. Геологическое картирование по магнитным данным

Магнитные съемки проводятся для изучения огромного множества геологических структур, характеризующихся различными глубинами залегания и размерами от блоков глубокого фундамента до приповерхностных рудных тел. До недавнего времени их наибольшее применение было связано с разведкой нефти — для оконтуривания областей с максимальной мощностью осадочных отложений, перспективных в отношении нефтеносности, а в меньшем масштабе — с разведкой железных руд. Однако в последние 20—35 лет региональные магнитные съемки и над континентами, и над океанами приобрели такой огромный масштаб, что даже трудно оценить общий охват ими поверхности Земли. Здесь мы рассмотрим несколько примеров для демонстрации конкретной применимости магниторазведки при решении задач геологического картирования.

**4.8.1. Картирование фундамента под осадочным чехлом.** Во многих районах осадочный чехол не позволяет непосредственно исследовать кристаллический фундамент. Осадочный разрез оказывает заметное влияние на данные, получаемые в гравиразведке и сейсморазведке, но он практически прозрачен для магнитных сил. Поэтому магниторазведка — особенно подходящий метод для исследования структур фундамента, перекрытых мощным чехлом осадочных отложений. Поскольку осадочные отложения являются практически немагнитными, то источник любой значительной аномалии, наблюдаемой над осадочным бассейном, должен находиться на поверхности фундамента или глубже. Скачки намагниченности ниже поверхности фундамента обычно наблюдаются на протяжении десятков километров по глуби-

не и поэтому считается, что их глубина  $= \infty$ . Магнитные аномалии, обусловленные такими глубоко залегающими магнитными породами, как правило, являются очень большими и называются «внутрифундаментными аномалиями». С другой стороны, аномалии структурного происхождения (т. е. связанные с рельефом фундамента) достаточно малы и имеют ограниченную протяженность (см. рис. 4.29). Их называют «надфундаментными аномалиями», а моделью для их интерпретации является прямоугольная плита. Для разделения этих двух типов аномалий используются методы региональных — остаточных значений (рассмотренные в разд. 3.6.2) или низкочастотной фильтрации [51]. Во многих случаях разделить эти типы вполне можно по амплитуде самой аномалии.

На рис. 4.34, а показана карта аэромагнитной аномалии полной напряженности поля в округе Пуласки, шт. Индиана, США. Фундамент здесь является продолжением на юг докембрийского Канадского щита, перекрытого палеозойскими осадочными отложениями. Эта аномалия — одна из наиболее изолированных и локально интенсивных магнитных структур в комплексе фундамента Индианы. Сравнение ее амплитуды с модельными аномалиями позволяет определить максимальную глубину, приближенные границы и перепад магнитной восприимчивости для аномального тела. На рис. 4.34, б приведена модель в виде блока с размерами  $4 \times 6$  единиц глубины из альбома Вакье и др. [78], которая лучше всего согласуется с наблюдаемой аномалией.

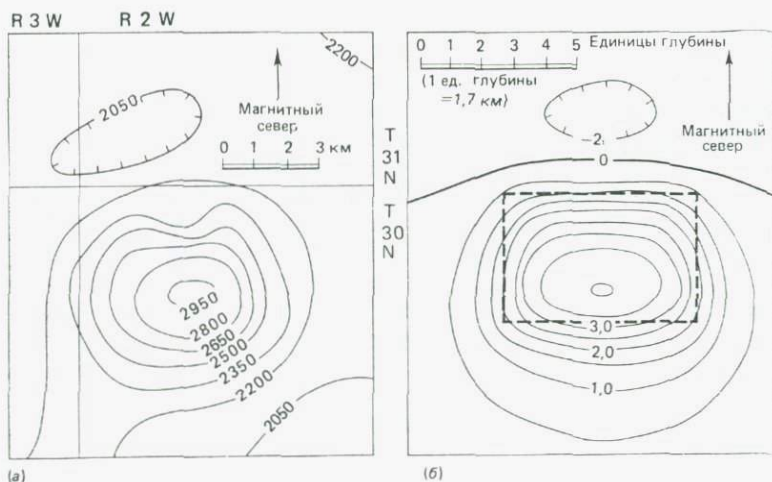


Рис. 4.34. (а) Аэромагнитная карта полной напряженности в округе Пуласки, шт. Индиана, США. Интервал изолиний 150  $\gamma$ . Наклонение геомагнитного поля  $72^\circ$  [64] (б) Карта полной напряженности магнитного поля, полученная в результате расчета для модели в виде блока с размерами  $4 \times 6$  единиц глубины (штриховая линия). Наклонение геомагнитного поля  $75^\circ$  [78].

Для этого присутствующего в фундаменте аномального тела установлена максимальная глубина 1,3 км ниже поверхности (1,7 км от уровня полета). Это хорошо согласуется с глубиной 1,4 км, полученной по результатам сейсмических измерений в этой области. Метод прямолинейного наклона (см. разд. 4.7.4) дает оценку глубины всего около 1,2 км.

Наклонение геомагнитного поля в округе Пуласки равно  $72^\circ$ , что очень близко к наклонению в модели, использованной для сравнения. Изолинии и наблюдавшейся, и модельной аномалий образуют слабый минимум на севере, который является типичной характеристикой аномалий, вызванных намагниченностью в направлении геомагнитного поля (в северном полушарии)\*. Если предположить наличие тела, однородно-намагниченного полем Земли, то для модели размером  $4 \times 6$  единиц глубины получим перепад восприимчивости, равный 0,003 в системе СГСМ (или  $4\pi \cdot 0,003$  в СИ). Это значение следует рассматривать как минимальное, поскольку оно рассчитывалось для модели в виде блока с бесконечной протяженностью по глубине.

Другие примеры составления карт магнитного фундамента в районах развития осадочных отложений приведены в работах [50, 51, 71].

#### 4.8.2. Картирование интрузивов, экструзивов и зон контакта.

Магнитный метод весьма эффективен для картирования различных типов интрузивов и экструзивов, магнитные свойства которых заметно отличаются от свойств вмещающих пород. Однако геологические тела, особенно сложенные основными и ультраосновными породами, обычно обладают довольно сильной остаточной намагниченностью  $J_r$ , которую необходимо учитывать при интерпретации аномалий.

В литературе имеются примеры, иллюстрирующие влияние остаточной намагниченности на магнитные аномалии. Парк [57] описывает аномалию с амплитудой 2000 нТл на горе Коттонер, шт. Миссури, США, которая вызвана обладающим термоостаточной намагниченностью черным риолитом. Гора Коттонер представляет собой докембрийский пик, окруженный кембрийскими осадочными породами. Площадь выходов риолитового порфира имеет ширину примерно 250 м и длину 1000 м. Азимут простираения риолитового тела  $30^\circ\text{СЗ}$ , падение  $75^\circ\text{ЮЗ}$ . Оно занимает центральное ядро вулканического некка. Измерения направления остаточной намагниченности  $J_r$  в образцах из обнажения риолита указывают на азимут  $300^\circ\text{В}$  и наклонение  $35^\circ$ . Величина  $J_r$  (около  $10^2$  А/м) приблизительно в 40 раз больше, чем индуцированная намагниченность на этом участке (2,5 А/м).

\* Кривые  $\Delta T$  на рис. 4.25 помогают объяснить общее появление отрицательных аномалий в северной части карты.

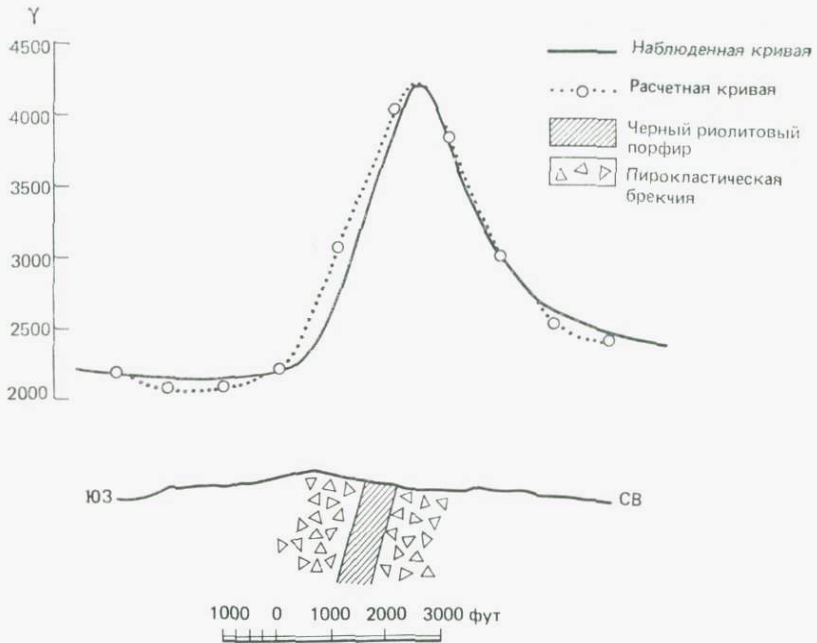


Рис. 4.35. Сравнение кривой, полученной в результате аэромагнитных наблюдений, и аномалии, рассчитанной для дайки, обладающей остаточной намагниченностью. Дайка наклонена под углом  $75^\circ$  и протягивается вниз по падению на 5000 фут ( $\sim 1500$  м).  $J_r = 10^{-1}$  СГС при азимуте  $300^\circ$  и наклонении  $35^\circ$  [57].

На рис. 4.35 наблюдаемая аэромагнитная аномалия сравнивается с кривой аномалии полной напряженности поля, рассчитанной для двумерной дайки с протяженностью по глубине около 1500 м. Согласие получается хорошее и позволяет предполагать, что допущения, при которых делались вычисления, справедливы.

Кармайкл [12] приводит необычный пример обратной остаточной намагниченности ( $J_r$  имеет направление, обратное направлению современного геомагнитного поля Земли в этом районе), которая препятствует выявлению рудного тела с большим содержанием окислов железа методами магнитной съемки. Он нашел, что залежь богатого магнетитом норитового тела в области Аллард-Лейк в пров. Квебек на Канадском щите, несмотря на свое высокое содержание окислов железа (до 20%), почти не проявляется в данных и наземных, и аэромагнитных съемок. Магнитный и минералогический анализ образцов норита показал, что он содержит кристаллы чистого магнетита и эксклюзионного гемойльменита. Направление  $J_r$  в кристаллах магнетита близко к направлению современного геомагнитного поля, в то

время как гемойльменит намагничен в противоположном направлении. Кроме того, эти кристаллы присутствуют в таких количествах, что их намагниченности примерно компенсируют друг друга и поэтому не создают аномалии.

Пример магнитного картирования тел мафических пород представлен на рис. 4.36, где показаны аэромагнитная и обобщенная геологическая карта для района хребта Уайлд-Хорс, шт. Монтана, США. Отметим главное структурное направление этого вулканического хребта, которое выделяется на магнитной карте. В зоне этого хребта преобладают большая положительная аномалия на северной стороне и столь же большая отрицательная аномалия на южной (в отличие от широкой положительной аномалии, показанной на рис. 4.34). Они указывают на устойчивое направление остаточной намагниченности, существенно отличное от направления геомагнитного поля. Остаточная намагниченность преобладает в такой степени, что вкладом ин-

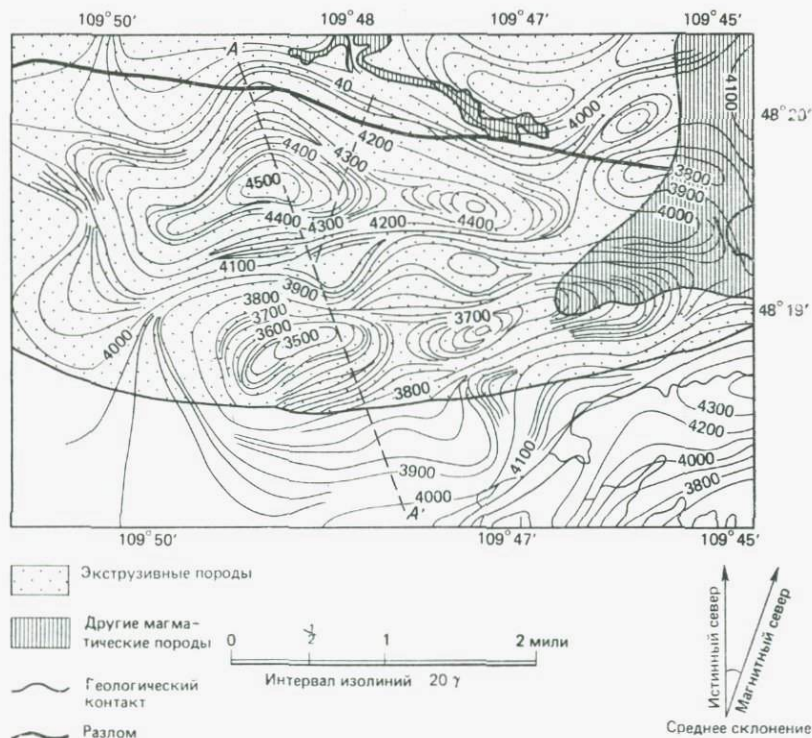


Рис. 4.36. Аэромагнитная и обобщенная геологическая карта для района хребта Уайлд-Хорс, шт. Монтана, США [85]. Сильное влияние на аномалию оказывает остаточная намагниченность в направлении, существенно отличающемся от направления геомагнитного поля.

дуцированной намагниченности в аномалию можно пренебречь. Средняя напряженность поля (относительно произвольного уровня) вблизи хребта примерно равна 4000 нТл, а потому отношение амплитуд  $A_r (= \Delta T_{\max} / \Delta T_{\min})$  близко к единице. Это значение  $A_r$  (см. разд. 4.7.3) соответствует нулевому наклону вектора намагниченности  $i$ . Азимут  $\delta$  вектора намагниченности, определяемый как угол между линией, соединяющей  $\Delta T_{\max}$  и  $\Delta T_{\min}$  на аэромагнитной карте, и направлением на магнитный север, равен  $320^\circ$ . Значения  $i=0^\circ$  и  $\delta=320^\circ$ , найденные в результате анализа аномалии, хорошо согласуются со значениями, полученными по результатам магнитных измерений на собранных образцах. Этот пример иллюстрирует потенциальные возможности использования анализа аномалий от вулканических тел для

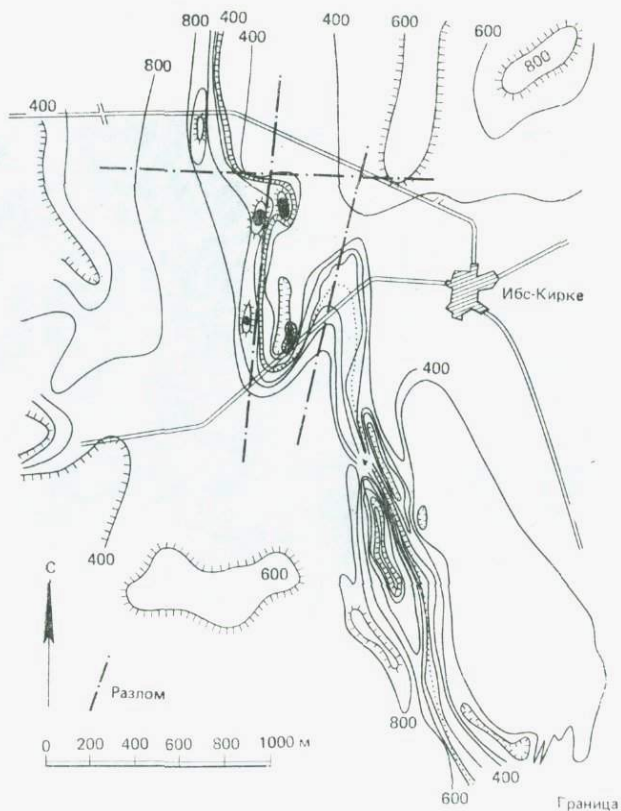


Рис. 4.37. Часть карты магнитных аномалий (вертикальной составляющей) восточной части о. Борнхольм, Дания. Граница между гранитом Сванеке и гнейсом отмечается длинным минимумом с амплитудой около 400  $\gamma$ . Интервал изолиний 200  $\gamma$  [59].

решения палеомагнитных задач, особенно в тех случаях, когда  $J_r \gg J_i$ . Сильная остаточная намагниченность, связанная с вулканами и подводными горами, использовалась в ряде случаев для определения направления древнего геомагнитного поля, которое преобладало в то время, когда формировались эти вулканы [67, 79].

Магнитный метод широко используется также для выделения зон контактов между породами фундамента с различной магнитной восприимчивостью. Аномалии, наблюдаемые в этих случаях, приписывают различиям в величине индуцированной намагниченности, вызванным изменениями восприимчивости. По результатам наземной магнитной съемки с малыми расстояниями между профилями на острове Борнхольм Плату [59] удалось выделить зоны контакта между гранитами и гнейсами, а также границы между различными типами гранитов, перекрытых не-

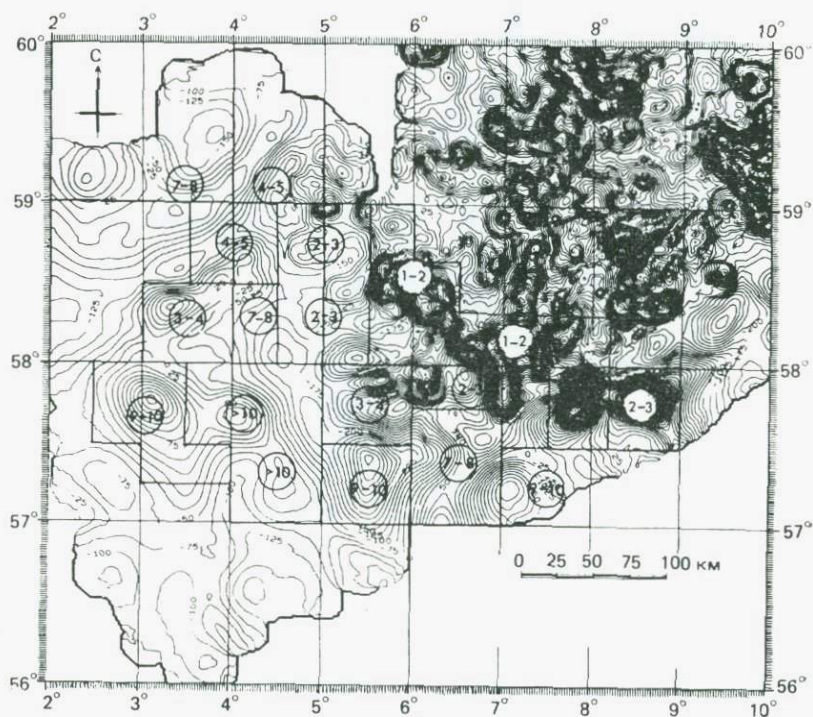


Рис. 4.38. Карта аномалий полного вектора магнитного поля над сушей и морем в южной части Норвегии. Интервал изолиний 25 нТл. Береговая линия указана жирными штрихами. В кружках указаны средние глубины кровли магнитного фундамента (в км). На суше докембрийский фундамент обнажается [32].

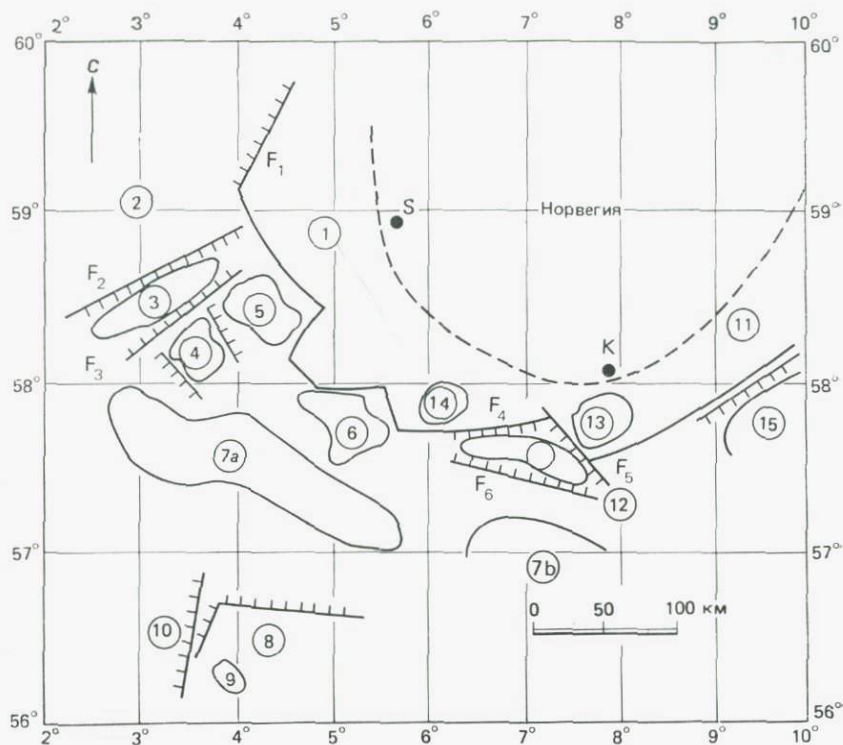


Рис. 4.39. Схематическая карта 15 главных структурных элементов, которые наблюдаются на карте глубин, построенной по аэромагнитным данным (рис. 4.38) — норвежский фундамент на малой глубине; 2 — платформа Хорда; 3 — грабен Линг; 4 — поднятие Селе; 5 — суббассейн Эгерсунн; 6 — поднятие Флеккефьорд — выступ Листа; 7a и 7b — Норвежско-Датский бассейн; 8 — Центральные поднятия; 9 — поднятие Мандал; 10 — зона разлома Хидра; 11 — суббассейн Фарсунн; 12 — система разломов Фьерритслев; 13 — вулканическое тело Кристиансанн; 14 — другое сильно намагниченное тело; 15 — суббассейн Бамбле. Точки S и K — города Ставангер и Кристиансанн [32]. (F<sub>1</sub>—F<sub>6</sub> — разломы. — *Ред.*)

сколькими метрами моренных отложений. На рис. 4.37 показан контакт гранит — гнейс, выявленный по карте магнитных аномалий.

#### 4.9. Применение аэромагнитной съемки в региональной геологии

Региональные магнитные съемки обычно выполняются правительственными организациями для быстрого получения всесторонней информации по большим площадям. В настоящее время они часто производятся перед региональным геологическим кар-

тированием. Эти съемки очень полезны. Они позволяют выявить региональную геологическую картину, магнитную характеристику различных групп пород и главные структурные особенности, которые не были бы замечены, если бы съемка покрывала лишь ограниченную площадь. Таким образом получается исключительно ценная основа для интерпретации данных детальных съемок, которые будут выполняться позднее с какими-либо конкретными целями.

Примером является региональная съемка, выполненная с самолета над сушей и морем в южной части Норвегии. На рис. 4.38 показаны аномалии полного магнитного поля  $\Delta T$  для области исследования, ограниченной координатами  $2$  и  $10^\circ$  в. д. и  $56$  и  $60^\circ$  с. ш. На основании густоты изолиний (проведенных с интервалом  $25$  нТл) можно выделить три зоны: а) зону суши, б) прибрежную зону и в) морскую зону. Концентрация больших коротковолновых аномалий видна на суше (где обнажается докембрийский фундамент) и в море непосредственно около южного побережья. При удалении в море длина волны этих аномалий становится все больше, а их амплитуда убывает.

На рис. 4.38 также показаны в региональном плане глубины до кровли магнитного фундамента, найденные способами оценки глубины по «прямолинейному наклону» и «половинному наклону» (разд. 4.7.4). Помимо этого глубины и горизонтальные границы тел, вызывающих магнитные аномалии, определялись по карте вторых производных  $\Delta T$ . На основе приблизительно  $600$  определений глубины Хосперс и Ратор [32] построили карту глубин магнитного фундамента, позволившую обнаружить главные структурные элементы в области этой съемки (рис. 4.39). В общем имеется хорошее согласие между выявленными трещинами и структурными образованиями и тем, что известно о геологическом строении более глубоких частей этого района по данным бурения и сейсморазведки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Allingham J. W. and Zietz J.* Geophysical data on the Climax Stock, Nevada test site. *Geophysics*, **27**, 599, 1962.
2. *Am K.* The arbitrarily magnetized dyke: Interpretation by characteristics. *Geoexploration*, **10**, 63—90, 1972.
3. *Balsley J. R. and Buddington A. F.* Iron-titanium oxide minerals, rocks and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, New York. *Econ. Geol.*, **53**, 777—805, 1958.
4. *Balsley J. R. and Buddington A. F.* Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *Am. J. Sci.*, **258A**, 6—20, 1960.
5. *Bentz A.* Lehrbuch der Angewandten Geologies, I. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1071 pp., 1961.
6. *Bhimasankaram V. L. S. and Rao B. S. R.* Manganese ore of southern India and its magnetic properties. *Geophys. Prosp.*, **6**, 11—24, 1958.
7. *Birch F. S.* Magnetic fabric of the Exeter pheton, New Hampshire. *J. Geophys. Res.*, **84**, 1129—1137, 1979.

8. Bloom A. L. Principles of operation of the rubidium vapor magnetometer. *Appl. Optics*, **1**, 61—68, 1962.
9. Breiner S. Ocean Magnetic Measurements: Proceedings IEEE Ocean Electronic Symp., Honolulu, pp. 285—301, 1966.
10. Bullard E. C., Freedman C., Gellman H. and Nixon J. The westward drift of the earth's magnetic field. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A243**, 67—92, 1950.
11. Carlsborg H. Om gruvkompasser, malmletning och kompassgångare. Med Hammare och Fackla (Stockholm) 1963, **23**, 9—108, 1963.
12. Carmichael C. M. The magnetization of a rock containing magnetite and hemoilmenite. *Geophysics*, **29**, 87—92, 1964.
13. Chapman S. and Bartels J. *Geomagnetism*. Clarendon Press, Oxford, pp. 545—668, 1940.
14. Collinson D. W. *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*. Chapman and Hall, London, 520 pp., 1983.
15. Cox A. and Doell R. R. Magnetic properties of basalt in hole EM 7, Mohole Project. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3997—4004, 1962.
16. Creer K. M., Irving E. and Nairn A. E. M. Paleomagnetism of the Great Whin sill. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **2**, 306, 1959.
17. Currie R. G., Gromme C. S. and Verhoogen J. Remanent magnetisation of some upper Cretaceous granitic plutons in the Sierra Nevada, California. *J. Geophys. Res.*, **68**, 2263, 1963.
18. Ellwood B. B. and Whitney J. A. Magnetic fabric of the Elberton Granite, northeast Georgia. *J. Geophys. Res.*, **85**, 1481—1486, 1980.
19. Gaibar-Puertas C. Varacion secular del campo geomagnetico. *Observ. del Elso*, Memo No. 11, 1953.
20. Garland G. D. *Introduction to Geophysics—Mantle, Core and Crust*. W. B. Saunders Co., Philadelphia, 420 pp., 1971.
21. Gough D. I. A study of the paleomagnetism of the Pilansberg Dykes. *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, **7**, 196, 1956.
22. Graham J. W. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**, 1257—1258, 1954.
23. Granar L. Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Arkiv Geofis.*, **3**, 1—40, 1958.
24. Gupta V. K. and Fitzpatrick M. M. Evaluation of terrain effects in ground magnetic surveys. *Geophysics*, **36**, 582—589, 1971.
25. Haalck H. *Lehrbuch der Angewandten Geophysik*, I. Gebrüder Borntrager, Berlin, pp. 27—155, 1953.
26. Hamilton N. and Rees A. I. The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation. In S. K. Runcorn (Editor), *Paleogeophysics*. Academic Press, London, pp. 445—464, 1970.
27. Harrison C. G. A. Magnetization of the oceanic crust. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **47**, 257—283, 1976.
28. Hartman R. R., Tesky D. J. and Friedberg J. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, **36**, 891—910, 1971.
29. Heirtzler J. R., Le Pichon X. and Baron J. G. Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge. *Deep Sea Res.*, **13**, 427—443, 1966.
30. Heller F. Magnetic anisotropy of granitic rocks of the Bergell Massif (Switzerland). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **20**, 180—188, 1973.
31. Henderson R. G., and Zietz I. The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics*, **13**, 508—516, 1949.
32. Hospers J. and Rathore J. S. Interpretation of aeromagnetic data from the Norwegian sector of the North Sea. *Geophys. Prospect.*, **32**, 929—942, 1984.
33. Hrouda F. Magnetic anisotropy of rocks and its applications in geology and geophysics. *Geophys. Survey*, **5**, 37—82, 1982.
34. Irving E. and Green R. The paleomagnetism of the Kainozoic basalts of Victoria. *Mon. Not. R. Astron. Soc. Geophys. Suppl.*, **7**, 347—359, 1957.
35. Ito H. Paleomagnetic study on Kyushu outer zone. 1963 Annual Progress Report of the Rock Magnetism Research Group in Japan, 112 pp., 1964.

36. *Jahren C. E.* Magnetic susceptibility of bedded iron-formation. *Geophysics*, **28**, 756—766, 1963.
37. *Jahren C. E.* Magnetization of Keweenawan rocks near Duluth, Minnesota. *Geophysics*, **30**, 858—874, 1965.
38. *Jain S.* An automatic method of direct interpretation of magnetic profiles. *Geophysics*, **41**, 531—541, 1976.
39. *Kent D. V. and Lowrie W.* On the magnetic anisotropy of deep sea sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 1—12, 1975.
40. *Loper D. E. and Roberts P. H.* Are planetary dynamos driven by gravitational settling? *Phys. Earth Planet. Inst.*, **20**, 192—193, 1979.
41. *Lowrie W.* Intensity and direction of magnetization in oceanic basalts. *J. Geol. Soc. Lond.*, **133**, 61—82, 1977.
42. *Mason R. G.* A magnetic survey off the west coast of the United States between 32° N and 36° N, 121° W and 128° W. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **1**, 320—329, 1958.
43. *Mason R. G. and Raff A. D.* Magnetic survey off the west coast of North America, 32° N—42° N latitude. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **72**, 1259—1266, 1961.
44. *McElhinny M. W.* Paleomagnetism and Plate Tectonics. Cambridge University Press, Cambridge, 358 pp., 1973.
45. *Mishra D. C. and Pedersen L. B.* Statistical analysis of potential fields from subsurface reliefs. *Geoexploration*, **19**, 247—266, 1982.
46. *Mooney H. M. and Bleifuss R.* Magnetic susceptibility measurements in Minnesota. 2. Analysis of field results. *Geophysics*, **18**, 383—393, 1953.
47. *Nagata T.* Rock Magnetism. Maruzen, Tokyo, 350 pp., 1961. [Русский перевод: Нагата Т. Магнетизм горных пород. — М.: Мир, 1965.]
48. *Naudy H.* Une méthode d'analyse fine des profiles aéromagnétiques. *Geophys. Prosp.*, **18**, 56—63, 1970.
49. *Néel L.* Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Phys.*, **4**, 191—243, 1955.
50. *Nettleton L. L.* Elementary Gravity and Magnetism for Geologists and Seismologists. Society for Exploration Geophysicists, Tulsa, 121 pp., 1971.
51. *Nettleton L. L.* Gravity and Magnetism in Oil Prospecting. McGraw-Hill Book Co., New York, 464 pp., 1976.
52. *O'Reilly W.* Rock and Mineral Magnetism. Blackie Publishing Group, Glasgow, 234 pp., 1984.
53. *Ozima M., Joshima M. and Kinoshita H.* Magnetic properties of submarine basalts and the implications on the structure of the oceanic crust. *J. Geomag. Geoelect.*, **26**, 335—354, 1974.
54. *Pakiser L. C. and Zietz I.* Transcontinental and upper mantle structure. *Rev. Geophys.*, **3**, 505—520, 1965.
55. *Parasnis D. S.* Physical property guide for rocks and minerals. ABEM (Stockholm) *Geophys. Mem.*, No. 4/71, 12 pp., 1971.
56. *Parasnis D. S.* Principles of Applied Geophysics, 3rd ed., Chapman and Hall, London, 295 pp., 1979. [Русский перевод 1-го изд.: Параснис Д. Принципы прикладной геофизики. — М.: Мир, 1965.]
57. *Park F. B.* Remanent magnetism and the anomaly at Cottoner Mountain, Madison Country, Missouri. *Geophysics*, **33**, 613—620, 1968.
58. *Peddie N. W.* IGRF 1980: A report by IAGA Division I Working Group 1. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **68**, 265—268, 1982.
59. *Platou S. W.* The Svaneke granite complex and the gneisses on East Bornholm. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **20**, 93—133, 1970.
60. *Rathore J. S.* The magnetic fabrics of some slates from the Borrowdale volcanic group in the English Lake District and their correlations with strains. *Tectonophysics*, **67**, 207—220, 1980.
61. *Reford M. S. and Sumner J. S.* Aeromagnetism — review article. *Geophysics*, **29**, 482—516, 1964.
62. *Ringwood A. F.* Composition of the core and implications for origin of the earth. *Austral. Nat. Univ. Publ.*, **1277**, 45, 1977.

63. Roche A. and Wohlenberg J. Magnetic measurements in Alsace, Baden and Pfalz. In International Upper Mantle Project, Sci. Rep. No. 27, pp. 224—228, 1970.
64. Rudman A. J. and Blakely R. F. A geophysical study of a basement anomaly in Indiana. *Geophysics*, **30**, 740—761, 1965.
65. Sawatzky P. and Hood P. J. Fabrication of an inboard digital recording vertical gradiometer system for aeromagnetic surveying. *Geol. Survey. Can.*, Paper 75-1A, 139—140, 1975.
66. Sharma P. V. Rapid computation of magnetic anomalies and demagnetization effects caused by bodies of arbitrary shape. *Pure Appl. Geophys.*, **65**, 89—109, 1966.
67. Sharma P. V. Geophysical evidence for a buried volcanic mount in the Skagerrak. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **19**, 368—377, 1970.
68. Sharma P. V. Tables of solid angles and potential field functions for geophysical applications. *Inst. Geophys. Univ. of Copenhagen, Publ.*, No. 3, 105 pp., 1971.
69. Sharma P. V. Magnetic properties of some tertiary basalts from West Greenland. *Pageoph*, **114**, 195—206, 1976.
70. Stacey F. D. and Banerjee S. K. *The Physical Principles of Rock Magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 244 pp., 1973.
71. Steenland N. C. Oil fields and aeromagnetic anomalies. *Geophysics*, **30**, 706—739, 1965.
72. Stoner E. C. Demagnetization factors for ellipsoids. *Phil. Mag.*, **36**, 803—821, 1945.
73. Strangway D. W. Rock magnetism and geologic correlation. In *Mining Geophysics*, vol. 1, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 54—66, 1966.
74. Symons D. T. A. The magnetic and petrologic properties of a basalt column. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **12**, 473—490, 1967.
75. Taira A. and Scholle F. A. Deposition of resedimented sandstone beds in the Pico-formation, Ventura Basin, California, as interpreted from magnetic fabric measurements. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 952—962, 1979.
76. Talwani M. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, **30**, 797—817, 1965.
77. Vacquier V. *Geomagnetism in Marine Geology*. Elsevier, Amsterdam, 185 pp., 1972. [Русский перевод: Вакье В. Геоманетизм в морской геологии. — М.: Недра, 1976.]
78. Vacquier V., Steenland N. C., Henderson R. G. and Zietz I. Interpretation of aeromagnetic maps. *Geol. Soc. Am., Memoir* 47, 151, 1951.
79. Vacquier V. and Uyeda S. Paleomagnetism of nine seamounts in the western Pacific and of three volcanos in Japan. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **45**, 815—848, 1967.
80. Verma S. P. and Banarjee S. K. Magnetic properties of igneous rocks from deep sea drilling project leg 63. In *Initial Reports of the DSDP* 63, 739—753, 1981.
81. Wagner J. J., Hedley I. G., Steen D., Tinkler C. and Vaugnat M. Magnetic anisotropy and fabric of some progressively deformed ophiolite gabbros. *J. Geophys. Res.*, **86**, 307—315, 1981.
82. Werner S. Determination of the magnetic susceptibility of ores and rocks from Swedish iron ore deposits. *Sver. Geol. Undersök.*, **39**, 1—79, 1945.
83. Werner S. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sver. Geol. Undersök.*, Series C, Årsbok 43, No. 6, 1953.
84. Wood D. G. Studies of strain and slaty cleavage in the Caledonides of northwest Europe and the eastern United States. Ph. D. Thesis. University of Leeds, 1971.
85. Zietz I. and Andreassen G. E. Remanent magnetization and aeromagnetic interpretation. In *Mining Geophysics*, II. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 569—590, 1967.

## 5. Палеомагнитные методы

### 5.1. Введение

Целью палеомагнетизма в основном является изучение естественной остаточной намагниченности (NRM) горных пород для получения надежной информации о магнитном поле Земли в различное геологическое время. Большие успехи в этой области за последние 30 лет связаны с именами профессоров П. Блэккетта и С. Ранкорна в Англии, Е. Телье во Франции и Т. Нагаты в Японии. Результаты, полученные в этой сравнительно молодой области знаний, сильно расширили наши представления об истории геомагнитного поля (включая инверсии его полярности). Однако к настоящему времени наиболее впечатляющие результаты исследований палеомагнетизма связаны с получением количественных данных по таким захватывающим воображение гипотезам, как дрейф континентов, спрединг морского дна и тектоника плит. В последние годы палеомагнитные методы все шире используются и при решении локальных геологических задач, помогая проводить корреляцию и выявлять структурные детали разреза.

Общее представление о палеомагнетизме можно составить по книгам Ирвинга [53] и Макелини [77]. Аппаратура и методика описаны Коллинсоном [24], а Тарлинг [106] рассматривает применение палеомагнетизма и археомагнетизма к решению широкого круга задач.

Перейдем теперь к краткому рассмотрению различных вопросов, связанных с палеомагнитными исследованиями, причем особое внимание будем уделять теоретическим принципам и практическим приемам, а не техническим деталям. Из широкого круга задач, решаемых с помощью палеомагнетизма, мы приведем лишь несколько примеров, да и то без особых деталей.

### 5.2. Остаточная намагниченность в минералах и породах

Из всех важнейших свойств ферромагнетиков (см. разд. 4.2.5) основной интерес в палеомагнетизме представляют остаточная намагниченность  $J_r$  и ее коэрцитивность  $H_c$ . Ниже мы

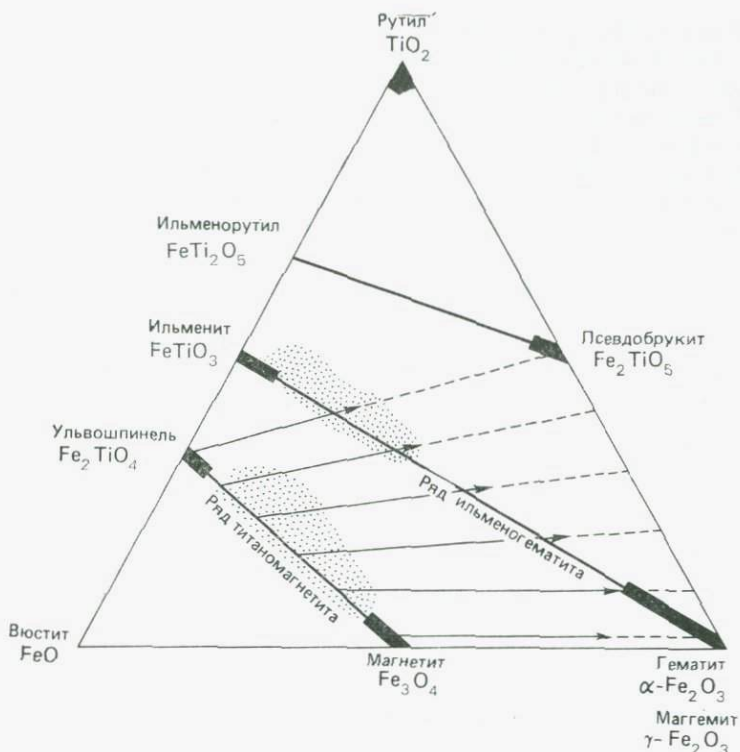


Рис. 5.1. Тройная диаграмма состава общих окислов железа и титана, показывающая главные изоморфные ряды (жирные сплошные линии). Направленные увеличения окисления при постоянном отношении Fe/Ti показано стрелками [105].

кратко опишем магнитные минералы, определяющие намагниченность горных пород.

**5.2.1. Магнитные минералы.** Практически все составляющие, создающие в горных породах высокую намагниченность, являются ферримагнитными минералами, включая паразитные ферромагнетики (см. разд. 4.2.4). Эти минералы можно разделить на две геохимические группы: 1) группа железа — титана — кислорода и 2) группа железа — серы.

*Группа железа — титана — кислорода.* Геохимию и магнитные свойства окислов железа — титана наилучшим образом можно представить в тройной системе FeO—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—TiO<sub>2</sub>. В тройной диаграмме состава, показанной на рис. 5.1, прямые линии, соединяющие Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с FeTiO<sub>3</sub> и Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> с Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>, соответствуют

важным изоморфным рядом, включающим в себя большинство магнитных минералов в горных породах. Эти ряды обозначаются как  $\alpha$ - и  $\beta$ -ряды.

Члены  $\alpha$ -ряда изменяются по составу от гематита ( $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) до ильменита ( $\text{FeTiO}_3$ ). Они имеют ромбоэдрическую структуру. Намагниченность гематита по своей природе антиферромагнитная с наложенным паразитным ферромагнетизмом, ильменит же является типичным антиферромагнетиком. Спонтанная намагниченность  $J_s$  гематита и ильменита весьма слаба по сравнению с намагниченностью магнетита. Химический состав этого изоморфного ряда можно выразить как  $x\text{FeTiO}_3 \cdot (1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$ . С увеличением  $x$  температура Кюри (или Нееля) почти линейно изменяется от  $675^\circ\text{C}$  для  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  до  $-215^\circ\text{C}$  для  $\text{FeTiO}_3$ . Магнитные свойства твердого раствора осложняются их чувствительностью к тепловой обработке, которая может вызывать «самообращение» намагниченности (см. рис. 5.12). Любопытным примером такого самообращения, обнаруженного в естественных условиях, является дацит с горы Гаруна в Японии [83, с. 176].

Наиболее важной особенностью гематита является то, что он обладает очень большой коэрцитивной силой ( $H_c > 10^5$  А/м). По этой причине гематит имеет большое значение для палеомагнетизма, хотя и обладает слабыми магнитными свойствами.

Члены  $\beta$ -ряда изменяются по составу от магнетита ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) до ульвошпинели ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ). Оба они имеют обратную шпинелевую структуру и при высоких температурах образуют полный твердый раствор. Из минералов в этом ряду чаще всего встречается магнетит, который является ферримагнетиком. Он имеет точку Кюри  $T_C = 580^\circ\text{C}$ . Коэрцитивная сила  $H_c$  для больших зерен достаточно мала ( $\sim 10^3$  А/м); однако в случае очень мелких зерен этот минерал может обладать высокой магнитной стабильностью. Таким образом, магнетит может быть важным носителем устойчивой остаточной намагниченности. Значения  $T_C$  и  $J_s$  у членов этого изоморфного ряда линейно уменьшаются при изменении состава от чистого магнетита до ульвошпинели. В структуре шпинели могут происходить многочисленные замещения двухвалентных и трехвалентных ионов. В естественных титаномагнетитах известно несколько случаев самообращения намагниченности [31, 47].

Промежуточным между  $\alpha$ - и  $\beta$ -рядами является  $\gamma$ -ряд, состоящий из метастабильных окислов железа — титана со шпинелевой (с дефектами) структурой. Конечный член  $\gamma$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (маггемит) является ферримагнетиком, а его температура Кюри  $T_C$  не измерена. Это связано с тем, что чистый маггемит нестабилен при температурах выше  $300^\circ\text{C}$ , когда он необратимо превращается в гематит, хотя стабилизировать его структуру помогают некоторые примеси. Маггемит присутствует во многих по-

родах различных типов. В лавовых потоках он обычно образуется при низких температурах порядка 200—300 °С в процессе охлаждения. При этом остаточный расплав вступает в реакцию с магнетитом, который уже образовался при более высоких температурах и может до некоторой степени окислиться. Маггемит может сформироваться и в осадочных обстановках при низкотемпературном окислении небольших частиц магнетита в присутствии влаги. В породах часто встречаются и промежуточные составы, называемые титаноматгемитами.

*Группа железа — серы.* В этой группе наиболее важным минералом является пирротин ( $\text{FeS}_{1+x}$ ,  $0 < x < 0,15$ ). Это ферримагнитный минерал, который иногда встречается в горных породах. Стандартный состав ферримагнитного пирротина  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ , точка Кюри которого около 320 °С. Магнитные свойства его также сложны и чувствительны к составу и тепловой обработке. При  $x < 0,1$  минерал антиферромагнитен. При  $x = 1$  мы имеем минерал пирит, который обладает кубической структурой и является парамагнетиком. Магнитные свойства других сульфидных минералов исследованы очень слабо.

В выветрелых породах часто встречается группа минералов, которые относят к гидроокислам железа (и обычно называют лимонитами). Гётит ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) является оксигидроксидом, соответствующим гематиту, а лепидокрокит ( $\gamma\text{-FeOOH}$ ) — оксигидроксидом, соответствующим маггемиту. Эти минералы являются термически нестабильными и поэтому имеют лишь ограниченное значение. Гётит обычно встречается в железорудных телах, а также вместе с гематитом и магнетитом — в выветрелых породах. При нагревании выше 120 °С и охлаждении во внешнем поле он приобретает стабильную остаточную намагниченность с такими же свойствами, как у гематита.

Более подробное описание магнитных характеристик породообразующих минералов дано в монографии Нагаты [83], а всестороннее рассмотрение физических процессов магнетизма минералов — в работе О'Рейли [89].

**5.2.2. Приобретение горными породами естественной остаточной намагниченности различного типа.** В прошлые десятилетия достигнут значительный прогресс в понимании различных процессов, посредством которых горные породы приобретают естественную остаточную намагниченность (NRM). С геофизической точки зрения наиболее важны следующие виды остаточной намагниченности.

*Нормальная (изотермическая) остаточная намагниченность (IRM).* Эта намагниченность приобретается породой при постоянной температуре, когда внешнее поле прикладывается на ко-

роткое время, а затем снимается, как это делается в случае петли магнитного гистерезиса (см. рис. 4.5). В слабых магнитных полях типа геомагнитного поля она пренебрежимо мала. Поэтому нормальная остаточная намагниченность важна только в обнажениях пород, которые испытали воздействие локальных сильных полей, например таких, какие создаются грозowymi разрядами. К счастью, магнитные эффекты, вызванные грозowymi разрядом, имеют весьма локальный характер, очень нерегулярны по величине IRM, и поэтому их легко распознать.

*Вязкая остаточная намагниченность (VRM).* Эта намагниченность является кумулятивной вторичной намагниченностью, приобретаемой породами после долгого воздействия такого внешнего поля, как поле Земли. Увеличение интенсивности вязкого намагничивания обычно является логарифмической функцией времени, а жесткость этой намагниченности увеличивается с течением геологического времени. Горные породы существенно различаются по своей магнитной «вязкости», а приобретенная вязкая остаточная намагниченность связана обратной зависимостью с коэрцитивностями присутствующих магнитных зерен.

Лабораторные эксперименты показали, что VRM, приобретаемая и магматическими, и осадочными породами в течение 4—6 недель пребывания в геомагнитном поле, может быть достаточно большой [9, 75, 100]. Все породы после своего формирования долгое время находятся в магнитном поле Земли, и поэтому они обычно помимо естественной остаточной намагниченности, приобретенной во время их формирования, обладают некоторой вязкой намагниченностью. Обычно для стирания VRM используются магнитная чистка переменным полем или термическая чистка (см. разд. 5.3.3).

*Термоостаточная намагниченность (TRM).* Термоостаточная намагниченность приобретается породами во время их охлаждения от точки Кюри до нормальной атмосферной температуры в присутствии магнитного поля. Именно этот механизм в основном помогает понять относительно сильную и стабильную естественную остаточную намагниченность многих магматических пород. Большая часть термоостаточной намагниченности обычно приобретается в интервале температур на 100 или 150 °C ниже точки Кюри  $T_C$ . Пока температура породы все еще очень близка к  $T_C$ , приобретенная намагниченность пропорциональна окружающему полю  $H_a$  и, подобно индуцированной намагниченности, исчезает при снятии  $H_a$ . Однако когда порода охладится ниже  $T_C$  в присутствии  $H_a$ , ее намагниченность становится стабильной при определенной блокирующей температуре  $T_B$  ( $< T_C$ ), которая зависит от состава и размера присутствующих магнитных зерен. После этого дальнейшее охлаждение увеличивает ста-

бильность намагниченности и любые последующие изменения внешнего поля уже не оказывают никакого влияния. Эта намагниченность «вмораживается» посредством охлаждения от высокой температуры, и в общем чем выше  $T_B$ , тем больше стабильность термоостаточной намагниченности. У большинства горных пород термоостаточная намагниченность точно параллельна внешнему полю  $H_a$ , а для малых напряженностей поля она пропорциональна  $H_a$ .

Термоостаточная намагниченность обладает тем интересным свойством, что полная TRM, созданная охлаждением (рис. 5.2) от  $T_C$  до комнатной температуры  $T_0$ , оказывается суммой всех парциальных термоостаточных намагниченностей (PTRM), приобретенных в интервалах  $T_C-T_1$ ,  $T_1-T_2$ , ...,  $T_n-T_0$ . И наоборот, повторное нагревание до температуры  $T_i < T_C$  и последующее охлаждение в нулевом поле уничтожает только ту часть первоначальной TRM, которая была приобретена при температурах ниже  $T_i$ . Это отличительное свойство PTRM находит применение при изучении изделий из обожженной глины и многих (но не всех) лав. В благоприятных случаях оно помогает определить палеонапряженность поля Земли, которое создало первоначальную NRM (этот вопрос рассматривается в разд. 5.7.4).

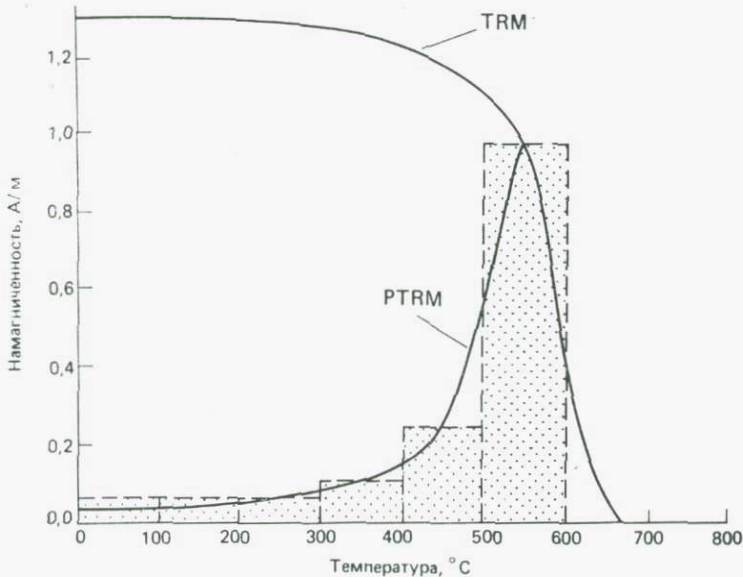


Рис. 5.2. Приобретение парциальной термоостаточной намагниченности (PTRM) при охлаждении в различных интервалах температур. Сумма отдельных парциальных компонент термоостаточной намагниченности дает кривую TRM (Strangway, 1970).

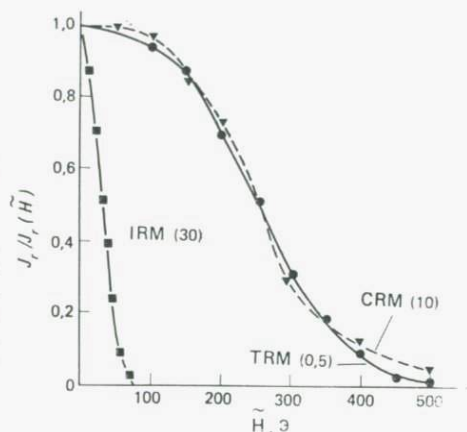
В слабых полях термоостаточная намагниченность оказывается значительно сильнее и стабильнее, чем нормальная и вязкая остаточные намагниченности, приобретенные в том же поле. Эта стабильность TRM позволяет отделять первоначальную термоостаточную намагниченность от вторичной намагниченности (например, от VRM), во многих (но не во всех) случаях приобретенной позже. Степень стабильности термоостаточной намагниченности приблизительно пропорциональна коэрцитивности и обычно уменьшается с увеличением размера зерен. Нель [84] разработал простую теорию, основанную на однодоменных частицах, которая объясняет многие наблюдавшиеся свойства TRM. Обобщения этой теории на многодоменные частицы и другие достижения теории TRM рассматриваются в работах [79, 104].

*Ориентационная (седиментационная) остаточная намагниченность (DRM).* Зерна магнитных минералов, обладающие остаточной намагниченностью (например, термоостаточной), приобретенной ранее, могут ориентироваться геомагнитным полем при их осаждении на дно водоема, и эта ориентация закрепляется в осадках, создавая в консолидированных осадочных отложениях ориентационную остаточную намагниченность. Тонкозернистые осадки, как правило, имеют относительно стабильную DRM. Лучшим примером являются ленточные глины [41]. Минералогические исследования показывают, что главным магнитным материалом в годичных слоях является магнетит с размерами частиц всего несколько микрон.

Хотя ориентационная остаточная намагниченность создается в основном мелкими зернами магнетита, некоторые исследования [96] показывают, что иногда намагниченность осадочных отложений вызывается наличием черных зерен гематита. Однако во многих случаях намагниченность осадочных отложений может иметь не обломочное, а химическое происхождение, т. е. создаваться во время химических изменений в процессе консолидации. Поэтому изучение DRM практически ограничивается молодыми осадочными отложениями, которые еще не испытали никаких химических изменений.

*Кристаллизационная, или химическая, остаточная намагниченность (CRM).* Химическая остаточная намагниченность приобретает во время образования зародышей и роста или перекристаллизации мелких магнитных зерен за счет некоторых химических реакций (при температурах значительно ниже точек Кюри) во внешнем магнитном поле. Этот механизм, видимо, весьма сходен с тем, который создает термоостаточную намагниченность в однодоменных частицах [67]. Устойчивость химической остаточной намагниченности к термическому размагни-

Рис. 5.3. Кривые размагничивания в переменном поле в образцах магнетита с остаточной намагниченностью разного типа. Термоостаточная намагниченность (TRM) приобреталась в поле с напряженностью 0,5 Э, химическая остаточная намагниченность (CRM) — в поле 10 Э и нормальная (IRM) — в поле 30 Э (1 Э = 0,1 мТл) [67].



чиванию или к размагничиванию переменным полем близка к устойчивости термоостаточной намагниченности (рис. 5.3), хотя ее интенсивность не столь велика. Представляется, что многие осадочные или метаморфические горные породы по природе обладают химической остаточной намагниченностью. Некоторая часть остаточной намагниченности красноцветных осадочных отложений может быть постседиментационной CRM, возникшей в результате дегидратации и перекристаллизации гетита в гематит или лепидокрокита в магемит. Даже в магматических породах окислы железа могут претерпевать переход из одной формы в другую в процессе медленного распада твердого раствора или низкотемпературного окисления и приобретать при этом химическую остаточную намагниченность. Обратный процесс, т. е. восстановление, также может создавать стабильную химическую намагниченность, например посредством превращения гематита в магнетит.

**Пьезоостаточная намагниченность (PRM).** Пьезоостаточная намагниченность является дополнительной остаточной намагниченностью, приобретаемой при наложении или снятии механических напряжений во внешнем магнитном поле при постоянной температуре [83]. К тому же ранее существовавшая остаточная намагниченность может уменьшаться за счет одноосного сжатия в направлении намагниченности в большей степени так же, как и восприимчивость. Исследования пьезоостаточной намагниченности и связанного с ней явления магнитострикции недавно приобрели новый смысл, поскольку пьезомагнитные эффекты, связанные со сжатием пород в очаговой зоне землетрясения в период его подготовки, вероятно, могут создавать очень малые, но измеримые сейсмомагнитные аномалии в несколько гамм. Такие эффекты могут быть индикатором приближающегося зем-

летрясения. В последние годы вдоль разлома Сан-Андреас и в других местах в западной части США установлено несколько групп чувствительных магнитометров [59, 60] для оценки сейсмомангнитных эффектов движений в зонах разломов.

### 5.3. Методика палеомагнитных исследований

Фундаментальной основой палеомагнетизма является тот факт, что стабильная NRM тектонически ненарушенного комплекса горных пород представляет собой достоверное отображение древнего геомагнитного поля ( $F_{\text{древн}}$ ), преобладавшего в то время, когда сформировалась порода. Основные постулаты выражаются в виде  $J_r \parallel F_{\text{древн}}$  и  $J_r \propto F_{\text{древн}}$ ; при решении некоторых важных задач глобального масштаба делается дополнительное допущение о том, что поле  $F_{\text{древн}}$  согласуется с геоцентрическим осевым диполем. Последнее означает, что ось геомагнитного диполя в среднем соответствует географической оси Земли. Свидетельства в пользу этих основных постулатов мы рассмотрим позже. В настоящем разделе мы кратко опишем методы, применяемые при сборе и анализе палеомагнитных данных.

**5.3.1. Палеомагнитные опробования и измерения.** Палеомагнитные исследования проводятся в основном либо на магматических, либо на осадочных породах. Первым требованием является отбор группы образцов, ориентированных в пространстве, из того комплекса пород, который нужно исследовать. Естественная остаточная намагниченность обнажения горных пород может оказывать серьезное влияние на показания компаса, особенно в областях развития основных экстрезивов и (или) интрузивов. Поэтому вместо магнитного компаса часто желательно использовать солнечный компас [28]. Если очевидно, что геологическая формация испытала деформацию, например в случае наклонного слоя, то отмечается также первоначальная горизонтальная плоскость, которую указывает напластование. В слоистой среде (например, осадочные слои, лавовые потоки) обычно отбираются образцы из достаточно большого вертикального интервала, по времени соответствующего нескольким тысячам лет. Благодаря этому при усреднении NRM образцов минимизируется влияние вековых изменений древнего поля.

Из каждого штуфа, отобранного таким образом, выпиливаются или высверливаются несколько маленьких образцов в форме маленьких кубиков или цилиндров. Для измерения естественной остаточной намагниченности маленьких образцов в настоящее время используются три типа выпускаемых промышленностью приборов: астатический магнитомер, рок-генератор и сверхпроводящий магнитомер.

*Астатический магнитометр* был одним из первых приборов, использовавшихся для измерения естественной остаточной намагниченности пород. Он состоит из пары маленьких магнитов с равными, но противоположно ориентированными моментами, подвешенных на крутильной нити. Если образец породы поместить около нижнего магнита, то система магнитов поворачивается в ответ на горизонтальное поле, созданное образцом и действующее на нижний магнит. Отклонение этой системы является функцией расстояния, направления и интенсивности намагниченности образца. Если система находится в нулевом поле (за счет компенсации поля Земли в лаборатории), она будет реагировать только на остаточную намагниченность образца. Измерения выполняют, помещая образец в различных ориентациях. Обычно для определения вектора остаточной намагниченности требуется 10—20 мин. Для измерения слабых намагниченностей ( $NRM \leq 10^{-4}$  А/м) часто очень важной становится проблема шумов окружающей среды, даже если здание лаборатории находится далеко от механизмов и мест движения транспорта.

*Рок-генератор* — более удобный прибор для быстрого измерения естественной остаточной намагниченности образцов горных пород (рис. 5.4). Стандартный образец (обычно цилиндр размером  $2,5 \times 2,2$  см) вращается около центра большой приемной катушки, индуцируя в ней напряжение с частотой вращения. Амплитуда индуцированного сигнала пропорциональна компоненте остаточной намагниченности, перпендикулярной оси вращения. Для определения вектора намагниченности обычно производят вращение образца около трех перпендикулярных осей. В одном из выпускаемых промышленностью вариантах

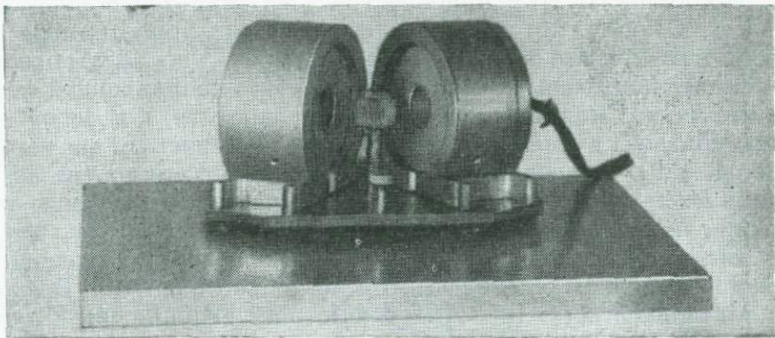


Рис. 5.4. Вращающаяся головка рок-генератора. Вращение образца породы внутри измерительной катушки индуцирует в этой катушке напряжение, фаза которого зависит от направления остаточной намагниченности, а амплитуда — от ее интенсивности.

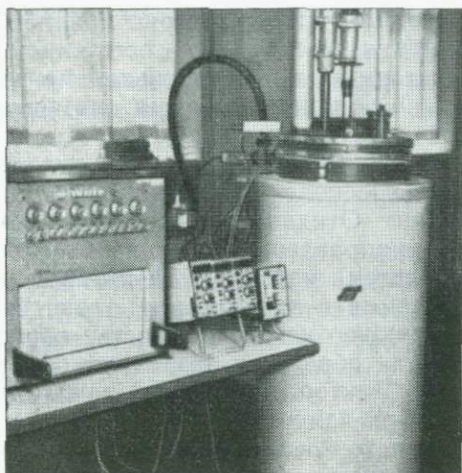


Рис. 5.5. Внешний вид сверхпроводящего (криогенного) магнитометра (СКВИДа). Используя систему из трех взаимно перпендикулярных чувствительных элементов, можно одновременно измерять три составляющие вектора остаточной намагниченности.

прибора используется система датчика с кольцевым феррозондовым сердечником. Этот прибор соединяется с микрокомпьютером, который вычисляет среднее значение выходного сигнала по большому числу оборотов. При остаточных намагниченностях порядка всего лишь  $10^{-4}$  А/м и образце стандартного размера измерения на рок-генераторе обычно можно выполнить не более чем за 15 мин.

Для измерения NRM слабо намагниченных пород (главным образом осадочных) в настоящее время применяется *сверхпроводящий* (криогенный) магнитометр (называемый также СКВИД), который обладает значительно большими быстродействием и чувствительностью, чем магнитометры описанных выше двух типов. В этом приборе (рис. 5.5) образец породы вводится в катушку, которая поддерживается при температуре жидкого гелия. Это возбуждает в катушке ток, сила которого зависит от компоненты намагниченности, направленной вдоль оси катушки. Сила тока не зависит от скорости, с которой вводится образец, и является параметром, измеряемым на выходе прибора [39]. Одновременные измерения трех компонент вектора намагниченности ( $J_{rx}$ ,  $J_{ry}$ ,  $J_{rz}$ ) выполняются с помощью трех взаимно перпендикулярных датчиков СКВИДа. Вокруг датчиков имеются сверхпроводящие экраны, которые уменьшают внешние поля до значений всего в несколько нанотесл. Высокая чувствительность ( $\sim 10^{-5}$  А/м) и быстрота реакции магнитометров СКВИД произвели революцию в измерениях слабой остаточной намагниченности.

**5.3.2. Полевая проверка стабильности.** Для оценки стабильности естественной остаточной намагниченности производится

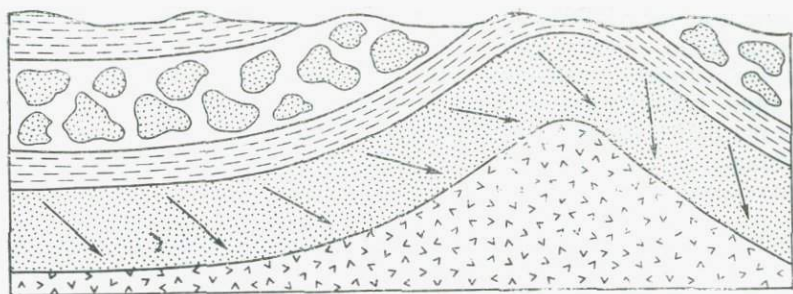


Рис. 5.6. Проверка на складчатость по Грэхему [40]. Если после введения поправки за наклон пласта направления остаточной намагниченности (стрелки) становятся одинаковыми, то остаточная намагниченность формировалась раньше тектонического смещения.

несколько геологических проверок, из которых основными являются «проверка на складчатость» и «проверка на термическое воздействие». Принцип проверки на складчатость [40] иллюстрируется рис. 5.6. Если направления NRM смятого в складку слоя, «опробованного» в различных местах, отличаются друг от друга, но приходят в согласие после введения поправок за наклон, значит, NRM сформировалась до тектонического возмущения и с тех пор оставалась стабильной.

В проверке на термическое воздействие используется тот факт, что, когда магматический расплав внедряется во вмещающую породу, последняя нагревается, а при охлаждении приобретает естественную остаточную намагниченность (предположительно TRM) в том же магнитном поле, в котором намагничивается при охлаждении интрузивная порода (рис. 5.7). Поскольку магматическая и вмещающая породы обычно представляют собой разные материалы, согласие между направлениями их естественной остаточной намагниченности и несогласие

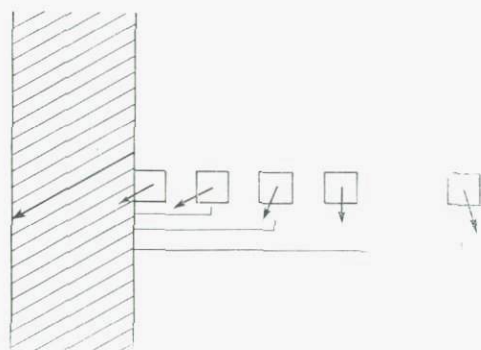


Рис. 5.7. Схематическая иллюстрация зон намагниченности после охлаждения магматической породы (заштрихована) и смежной с ней вмещающей породы [123].

с направлением NRM не подвергшейся термическому воздействию породы явно свидетельствует о стабильности намагниченности как интрузивной, так и вмещающей породы со времени их остывания. Однако эта проверка не могла бы выявить обширное региональное перемагничивание, вызванное общим нагревом, глубоким погружением или крупномасштабной магматической активностью.

**5.3.3. Методы магнитной и термической чистки.** Прежде чем перейти к интерпретации результатов измерений естественной остаточной намагниченности и определению направления палеомагнитного поля, нужно тщательно исключить вязкую остаточную намагниченность или вторичную намагниченность других видов, которая часто накладывается на первичную остаточную намагниченность. Эти вторичные намагниченности обычно (но не всегда) являются «мягкими» по сравнению с первичной TRM и CRM. В благоприятных случаях эти мягкие компоненты можно разрушить частичным размагничиванием, сохраняя при этом измеримую часть жесткой компоненты. В палеомагнитных лабораториях обычно используются две методики.

В методе размагничивания переменным полем образец породы подвергается воздействию переменного поля, которое плавно уменьшается до нуля от выбранной максимальной напряженности, зависящей от коэрцитивной силы  $H_c$  компонент, которые нужно разрушить. Существенно важно, чтобы геомагнитное поле в зоне образца исключалось и чтобы переменное поле имело синусоидальную форму, так как в противном случае образец может приобретать идеальную (безгистерезисную) остаточную намагниченность, которая будет маскировать остающуюся NRM. Образец обычно поворачивается в центре катушки, создающей переменное поле, благодаря чему почти все направления намагниченности внутри образца последовательно ориентируются в направлении поля вдоль оси катушки. Как правило, система размагничивания в переменном поле становится все более «шумящей» в полях свыше примерно 50 мТл (=500 Э) вследствие эффектов, создаваемых идеальной остаточной намагниченностью и другими источниками возмущений; для некоторых пород она хорошо работает до 100—150 мТл. Следовательно, этот метод не является оптимальным для определения коэрцитивности образцов, в которых носителями остаточной намагниченности являются зерна гематита с высокой коэрцитивностью. Обычно он применяется для исследования образцов, содержащих магнетит, главным образом из магматических пород.

Образцы пород можно «очищать» и термическим путем, т. е. нагревом и ступенчатым охлаждением в нулевом поле. При нагреве образца намагниченности зерен ориентируются в основ-

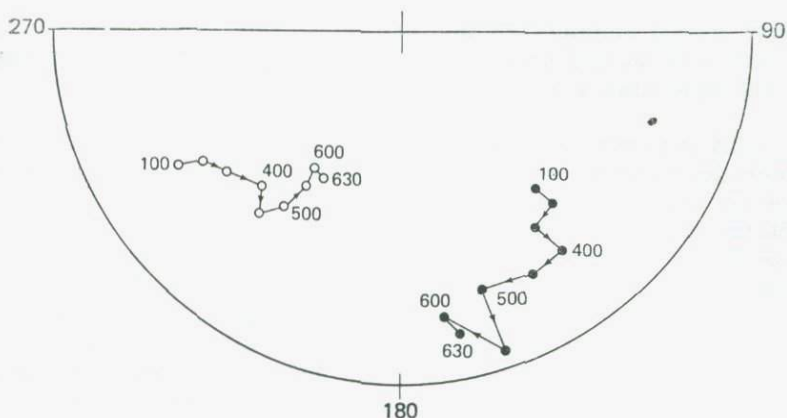


Рис. 5.8. Изменения направления NRM двух образцов песчаника из Нексе при последовательном термическом размагничивании, показанные на полярной равноплощадной сетке. Отметим, что эти направления NRM становятся стабильными после термической обработки при температуре 600 °C [96].

ном хаотически в зависимости от блокирующих температур компонент намагниченности. Следовательно, из поведения образца при термическом размагничивании можно определить спектр его блокирующих температур, а разрушая вторичные компоненты, имеющие относительно низкую термическую стабильность, можно выделить стабильную составляющую NRM (которая является TRM или CRM).

Недостатком этого метода является то, что повторный нагрев часто ведет к химическому изменению магнитных минералов. Для контроля химической устойчивости магнитных минералов необходимо перед каждым повторным нагревом измерить восприимчивость в слабом поле, так как всякое изменение магнитной восприимчивости будет указывать на химическое изменение минералов. Методика термической чистки чаще всего применяется к содержащим гематит породам, вторичные намагниченности которых слишком жесткие для удаления их чисткой в переменном поле [90]. Рис. 5.8 иллюстрирует изменение направлений векторов NRM в двух образцах песчаника, содержащего гематит. Они были исключительно стойкими к чистке в переменном поле при полях вплоть до 150 мТл (=1500 Э).

В некоторых случаях для выделения первичной остаточной намагниченности более успешным, чем термическая чистка или чистка в переменном поле, может оказаться кислотное травление пород [92]. Однако векторы намагниченности пород, подвергавшихся в прошлом сложным термическим и химическим изменениям, в процессе этой чистки могут вести себя столь неупорядоченно, что выделить первичную остаточную намагничен-

ность путем анализа их многокомпонентной остаточной намагниченности может быть невозможно. Примеры таких исследований приводятся в работах [20, 103].

**5.3.4. Средние направления, полюса и палеошироты.** «Очищенные» направления естественной остаточной намагниченности по группам образцов из нескольких участков их отбора обычно имеют некоторый разброс. Их среднее значение можно определить векторным суммированием. Направление вектора остаточной намагниченности в образце породы выражается склонением  $D_r$  (измеряемым по часовой стрелке от направления на географический север) и наклоном  $I_r$  (которое положительно вниз от горизонтали). Векторная сумма (среднее значение)  $N$  таких направлений определяется суммированием направляющих косинусов  $(l, m, n)$   $N$  отдельных векторов, каждый из которых имеет единичный вес. Длину  $R$  и направление результирующего вектора, выраженное его склонением и наклоном  $(D_R, I_R)$ , получают следующим образом:

$$l = \cos D_r \cos I_r, \quad m = \sin D_r \cos I_r, \quad n = \sin I_r, \quad (5.1)$$

$$R^2 = (\Sigma l)^2 + (\Sigma m)^2 + (\Sigma n)^2, \quad (5.2)$$

$$\text{tg } D_r = \Sigma m / \Sigma l, \quad \sin I_r = (\Sigma n) / R, \quad (5.3)$$

где  $\Sigma$  обозначает суммирование по  $N$  отдельным векторам.

Оценить точность найденного среднего палеомагнитного направления (или выведенного по нему положения полюса) можно различными статистическими методами, рассмотренными в работах [77, 106]. Чаще всего используются два параметра точности:  $K$  и  $\alpha_{95}$ .

Параметр  $K$  является мерой разброса выборки из  $N$  векторов. Фишер [36] показал, что наилучшая оценка величины  $K$  имеет вид

$$K = (N - 1) / (N - R). \quad (5.4)$$

Значение  $K$  изменяется от  $\sim 1$  для совершенно случайного распределения направлений до бесконечности для идентичных направлений.

Фишер также показал, что на уровне вероятности  $(1 - P)$  истинное среднее направление у выборки из  $N$  направлений находится внутри кругового конуса, ось которого совпадает с полученным средним направлением, а половина угла раствора  $\alpha_{(1-P)}$  определяется выражением

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N - R}{R} \left[ \left( \frac{1}{P} \right)^{1/(N-1)} - 1 \right]. \quad (5.5)$$

В большинстве палеомагнитных исследований значение  $P$  принимается равным 0,05, так что имеется 95%-ная вероятность

того, что истинное среднее направление отклоняется от полученного не более чем на угол  $\alpha_{95}^{\circ}$ .

После этого среднее направление NRM для данной выборки можно использовать для определения соответствующего положения полюса в рамках модели осевого диполя. Здесь мы выведем формулы, необходимые для этого преобразования. Задача по существу состоит в решении сферического треугольника  $NPS$  (рис. 5.9). Известными величинами являются направление поля остаточной намагниченности ( $D_r$ ,  $I_r$ ), географические широта и долгота участка отбора образцов  $S$  ( $\lambda$ ,  $\varphi$ ). По этим известным величинам нужно определить две неизвестные величины — широту и долготу палеополюса  $P$  ( $\lambda'$ ,  $\varphi'$ ) в современной географической системе координат.

Первым этапом является определение углового расстояния  $p$  полюса  $P$  от участка  $S$ . Оно легко получается по наклонению  $I_r$  измеренного направления поля (см. уравнение (4.15)) из соотношений

$$\operatorname{tg} I_r = 2 \operatorname{tg} \lambda = 2 \operatorname{ctg} p \quad (0^{\circ} \leq p \leq 180^{\circ}). \quad (5.6)$$

Стороны треугольника  $NPS$  можно выразить (через угловое расстояние) как  $SP = p$ ,  $PN = \pi/2 - \lambda'$  и  $NS = \pi/2 - \lambda$ , а углы — как  $N (= \alpha)$ ,  $S (= D_r)$  и  $P$ .

Используя геометрическое соотношение между сторонами сферического треугольника  $NPS$ , получим выражение

$$\cos(\pi/2 - \lambda') = \cos p \cos(\pi/2 - \lambda) + \sin p \sin(\pi/2 - \lambda) \cos D_r,$$

которое можно переписать в виде

$$\sin \lambda' = \cos p \sin \lambda + \sin p \cos \lambda \cos D_r. \quad (5.7)$$

Для вычисления  $\varphi'$  сначала определим  $\alpha$  из хорошо известных соотношений сферической геометрии:

$$\sin \alpha / \sin p = \sin D_r / \sin(\pi/2 - \lambda') = \sin D_r / \cos \lambda'. \quad (5.8)$$

Таким образом, значение  $\lambda'$  (от  $-90^{\circ}$  до  $+90^{\circ}$ ) может однозначно определяться из уравнения (5.7), а значение  $\alpha$  (от  $-90^{\circ}$

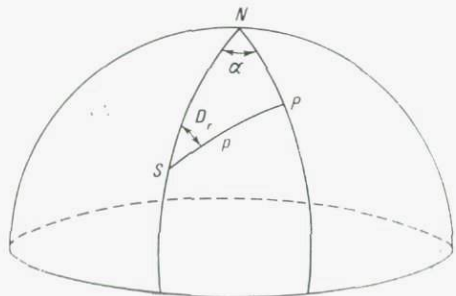


Рис. 5.9. Вычисление положения палеополюса  $P$  по данным о склонении и наклонении NRM образцов на основе решения сферического треугольника  $NPS$ , где  $N$  — современный географический полюс,  $S$  — место отбора образцов (см. текст).

до  $+90^\circ$ ) — из (5.8), но для определения  $\varphi'$  по  $\alpha$  имеются два возможных решения:

$$\varphi' = \varphi + \alpha \quad \text{при} \quad \cos p \geq \sin \lambda \sin \lambda', \quad (5.9)$$

$$\varphi' = \varphi + 180 - \alpha \quad \text{при} \quad \cos p < \sin \lambda \sin \lambda'.$$

Полюс, рассчитанный по среднему палеомагнитному направлению ( $D_r, I_r$ ), осредненному по периодам  $\sim 10^4$ — $10^6$  лет, достаточно долгим, чтобы неосевые компоненты поля Земли осреднялись, называется *палеомагнитным полюсом*. Поэтому палеомагнитный полюс приблизительно соответствует древнему географическому полюсу. От него нужно отличать *виртуальный*

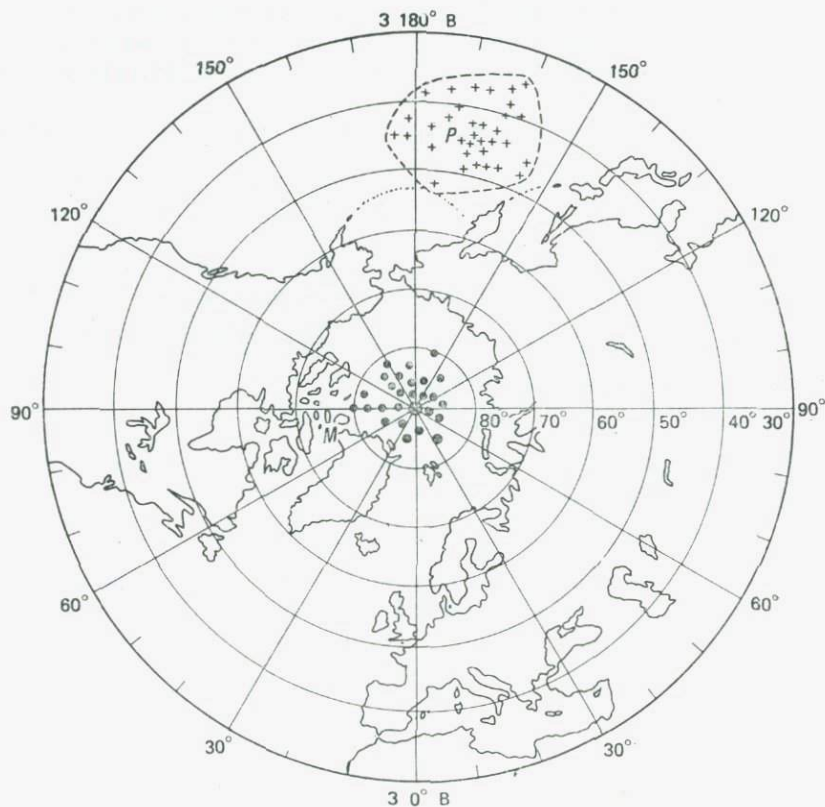


Рис. 5.10. Стереографическая проекция Северного полушария. Область черных точек вокруг Северного полюса дает положения плейстоценовых и плиоценовых полюсов, определенных по палеомагнитным данным; буквой *М* обозначено современное положение геомагнитного полюса. Смысл пермских полюсов (сконцентрированных вокруг точки *Р*) рассматривается в разд. 5.6.1. (Из [51, рис. 865].)

*геомагнитный полюс* (ВГП), т. е. полюс, рассчитанный по ограниченной группе данных о направлении поля (например, по некоторому набору значений  $D_r$ ,  $I_r$ , измеренных на отдельном лавовом потоке, или по набору значений  $D$ ,  $I$ , полученных на какой-то магнитной обсерватории). В геологическом смысле виртуальный геомагнитный полюс соответствует какому-то моменту времени. Например, современные геомагнитные полюса являются по существу мгновенными полюсами.

Положения палеомагнитных полюсов, определенные по горным породам плиоценового и плейстоценового возраста, показаны на рис. 5.10. Сосредоточение этих полюсов около географического полюса (современный геомагнитный полюс  $M$  остается далеко в стороне) ясно указывает на то, что геомагнитное поле в среднем по крайней мере в течение недавнего прошлого было полем осевого диполя.

Данные, касающиеся поля осевого диполя для более древних геологических периодов, рассматриваются позже (разд. 5.6.1), но в своем последующем описании мы будем предполагать, что представление о дипольном осевом характере этого поля, при котором географическая и геомагнитная оси совпадают, справедливо. При этом допущении соотношения (5.6) приобретают в палеомагнетизме огромное значение. С их помощью палеошироту  $\lambda$  участка отбора образцов можно определить непосредственно по измеренному наклону  $I_r$  вектора остаточной намагниченности. А по измеренному склону вектора остаточной намагниченности  $D_r$  определяется ориентация исследованного участка относительно полюса; любое значительное отклонение  $D_r$  от нуля указывает на то, что этот участок повернулся относительно полюса. На рис. 5.11 показаны палеошироты и азимуты трех точек, выбранных в качестве опорных для Австралии, Индии и Африки. Необходимо подчеркнуть, что палеодолготы мы определить не можем, поскольку данная масса суши могла располагаться в любом месте на указанной широте.

#### 5.4. Инверсии геомагнитного поля

Одно из наиболее важных открытий в области палеомагнетизма состоит в том, что намагниченность примерно 50% горных пород, исследованных до настоящего времени, приблизительно противоположна по направлению современному геомагнитному полю. Это объясняют тем, что поле Земли в геологическом прошлом много раз меняло свою полярность. Существование нормально и обратно намагниченных пород в отношении один к одному показывает, что у геомагнитного поля обе полярности равновероятны; если бы примерно в 50% горных пород

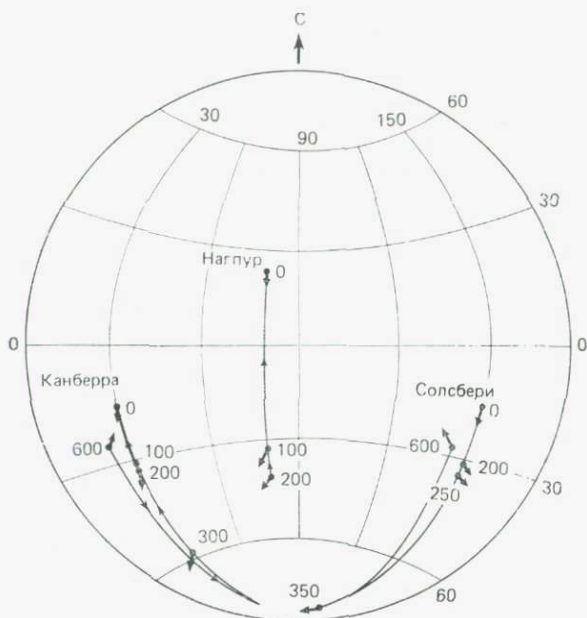


Рис. 5.11. Палеошироты и азимуты трех пунктов, выбранных в качестве опорных точек для Австралии, Индии и Африки. Долготы не являются значимыми и изменялись произвольным образом. Стрелки указывают ориентацию палеомеридианов, числа за стрелками — возраст в миллионах лет. (По данным Ирвинга [53] и Макелини [77]; взято из [22] с изменениями.)

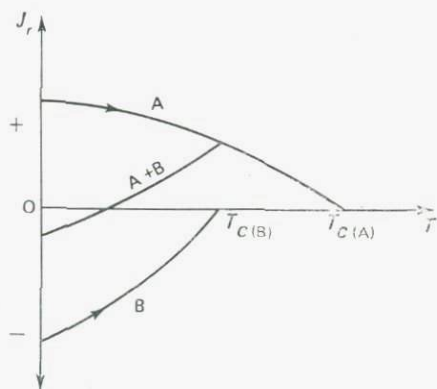


Рис. 5.12. Схема механизма магнитоэстатического самообращения, предложенного Неелем [84]. У двух ферромагнитных подрешеток А и В суммарные магнитные моменты могут иметь противоположные направления. Во время охлаждения ниже соответствующих температур Кюри  $T_{C(A)}$  и  $T_{C(B)}$  они приобретут термоэстатичную намагниченность в противоположных направлениях. Направление общей намагниченности этих двух подрешеток (А+В) может обращаться при изменении температуры.

произошло самообращение намагниченности (рис. 5.12), то это было бы весьма замечательным совпадением.

**5.4.1. Доказательства «инверсий поля».** Реальность инверсий геомагнитного поля установлена по независимым данным, таким, как «захват поля при инверсии» в совершенно разных породах на участках, расположенных на большом расстоянии друг от друга, например в лавах из Калифорнии [29] и пелагических осадочных отложениях из северной части Тихого океана [86]. Лавы, изливавшиеся горячими и расплавленными, приобретали остаточную намагниченность (TRM) при остывании в поле Земли; океанические осадки приобретали другой тип остаточной намагниченности (DRM) при медленной седиментации и в результате химических процессов в холодной воде. Если и в тех, и в других породах обнаруживается одна и та же хронологическая последовательность обращений (см. рис. 5.14 и 5.15), то это должно быть результатом того, что поле Земли действительно обращает свою полярность, а не обуславливаться каким-то повторяющимся механизмом синхронного самообращения в этих двух материалах.

Другое убедительное доказательство получается при анализе полярности зон термического воздействия. Р. Л. Уилсон [123] исследовал зоны контактов во вмещающих породах, которые прогревались внедрившимися позднее магматическими интрузиями. Оказалось, что термически измененные зоны почти во всех случаях приобрели TRM той же полярности, что и магматические породы, независимо от направления остаточной намагниченности в неизмененных вмещающих породах (рис. 5.13). Из 157 упомянутых в литературе случаев (табл. 5.1) рассогла-



Рис. 5.13. Соответствие магнитных полярностей интрузивной породы и контактирующей с ней (и перемангиченной) вмещающей породы является сильным косвенным доказательством инверсии поля. Несоответствие полярностей (наблюдается редко) может указывать на самообращение. *A* — не испытывавшие термическое воздействие вмещающие породы, *C* — породы, испытавшие термическое воздействие, *B* — интрузивные породы.

сование по полярности отмечено только в трех. Эти случаи предполагаемого «самообращения» слишком малочисленны по сравнению со 104 случаями, когда и магматические, и термоизмененные породы имеют согласованную обратную (R) полярность намагниченности. Число случаев промежуточных (I) направлений составляет около 2% от общего числа случаев; эти направления, вероятно, отражают поведение поля Земли в переходный период во время обращения полярности (см. рис. 5.15).

Таблица 5.1. Палеомагнитные полярности интрузивных и термически измененных вмещающих пород

Полярность интрузивных пород	Полярность вмещающих пород	Число случаев
N	N	47
R	R	104
I	I	3
N	R	3
R	N	0

N — нормальная, R — обратная, I — промежуточная между нормальной и обратной. Источник: [123] с дополнительными данными из [77].

Инверсии полярности зарегистрированы во всем геологическом разрезе, хотя процент нормальной (N) и обратной (R) полярностей для любого приращения времени также менялся со временем. В попытке оценить среднюю полярность геомагнитного поля в течение последних 600 млн. лет Ирвинг и Пуллайя [57] проанализировали участки, которые по литературным данным имеют нормальную или обратную полярность. В результате удалось выделить четыре интервала. Меловой, юрский и позднеордовикско-силурийский интервалы характеризуются главным образом нормальной (N) полярностью, а в ранне- и позднепалеозойском интервале преобладала обратная (R) полярность.

**5.4.2. Хронология инверсий геомагнитного поля.** Определение возраста лавовых потоков калий-аргоновым методом позволило установить хронологию инверсий геомагнитной полярности примерно за последние 4,5 млн. лет (рис. 5.14). Данные указывают на существование глобальных главных «эпох», длившихся около 1 млн. лет, с краткими «эпизодами» (ивентами) иной полярности в пределах этих эпох, длившимися всего 10 000—100 000 лет. Самая последняя инверсия (ивент Готенбург), обнаруженная в шведских ленточных глинах [82], вероятно, происходила

всего около 10 000 лет назад. Достоверность этого и многих других коротких ивентов (например, Ляшампа) еще нужно доказать.

Погрешность значений абсолютного возраста, представленных на рис. 5.14, согласно оценке, приблизительно равна 2% от

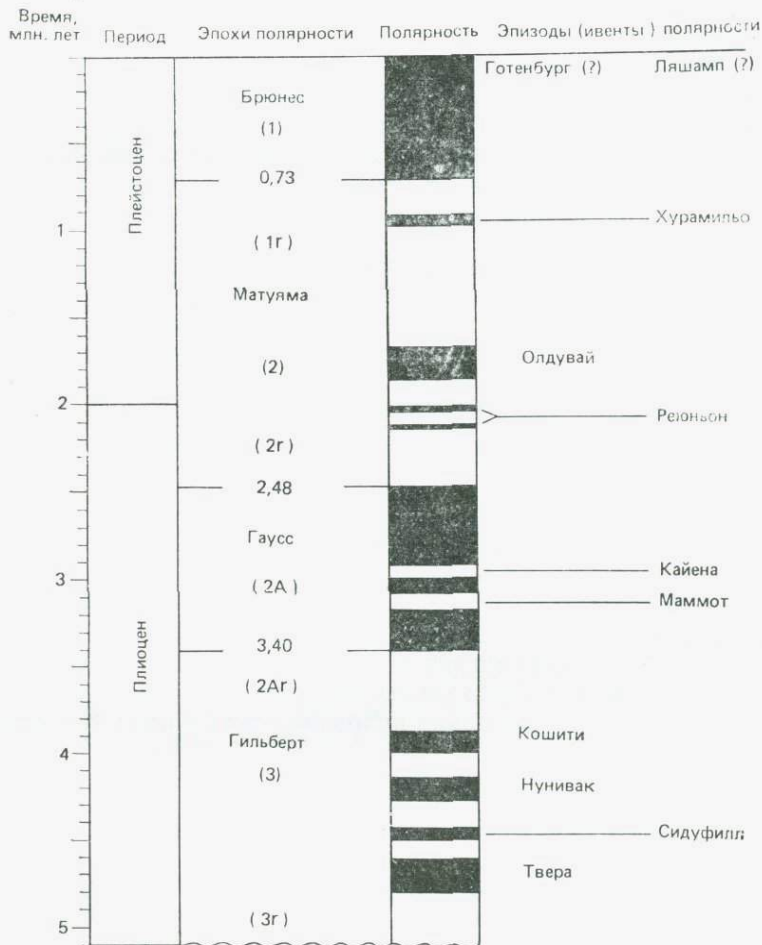


Рис. 5.14. Позднекайнозойская хронологическая шкала полярности, основанная на пересмотренных калий-аргоновых возрастах лавовых потоков. Зоны преимущественно нормальной полярности (черные) и обратной полярности (белые) называются эпохами полярности (например, Брюнес, Матуяма). Справа указаны эпизоды (ивенты) полярности малой длительности. В скобках приведено альтернативное числовое обозначение, основанное на последовательной нумерации морских магнитных аномалий. Аномалия (1) соответствует центральной зоне спрединга на оси хребта (см. рис. 5.16), которая приобрела намагниченность в эпоху нормальной полярности Брюнес. (По данным из [44, 76].)

измеренного возраста. Это принципиальное препятствие для расширения детальной шкалы полярности; при возрасте, равном 4 млн. лет, погрешность в определении возраста ( $\sim 80\,000$  лет) становится большей, чем длительность некоторых ивентов, которые исследуются. Продолжение шкалы инверсий примерно до 10 млн. лет основывается на результатах исследований полярности образцов глубоководного керна, которые можно датировать по содержанию в них ископаемых остатков. Дальнейшее расширение шкалы полярности на кайнозойские и мезозойские времена становится возможным благодаря определениям возраста морских магнитных аномалий, возникающих в результате спрединга океанического дна (рассматриваемого в разд. 5.5.2).

**5.4.3. Поведение поля во время изменения полярности.** Говоря о поведении геомагнитного поля во время обращения полярности, нужно найти ответы на два важных вопроса. Во-первых, спадает ли напряженность поля до нуля с последующим нарастанием в противоположном направлении либо геомагнитный диполь равномерно изменяет свое направление на  $180^\circ$  без изменения напряженности (т. е. магнитного момента)? Во-вторых, сколько времени требуется для изменения (или перехода) полярности?

Измерения интенсивности намагничивания на лавах и глубоководных кернах показали, что во время изменения полярности напряженность геомагнитного поля уменьшается до 10—20% от своего нормального значения (рис. 5.15). Такое существенное ослабление поля несовместимо с простым поворотом диполя, имеющего постоянный магнитный момент, поскольку в последнем случае не может создаваться дипольное поле меньше, чем экваториальное, которое равно половине осевого поля (см. уравнения (4.12) и (4.13)).

Время, необходимое для смены полярности, согласно оценке, имеет порядок 2000—6000 лет [70], но процесс изменения напряженности (спад и нарастание) занимает значительно больший период времени.

Возникает еще один вопрос: что происходит с недипольной компонентой поля во время изменения полярности? Согласно наблюдениям, напряженность поля не исчезает в процессе смены полярности. Это позволяет предполагать, что недипольная часть поля не уменьшается пропорционально главному полю диполя; следовательно, слабое поле, существующее во время перехода полярности из одного состояния в другое, является преимущественно недипольным. Оценки длительности существования этого слабого поля изменяются от  $\sim 10\,000$  до 20 000 лет.

Детальные исследования поведения поля в переходный период и частоты обращений полярности в конечном итоге на-

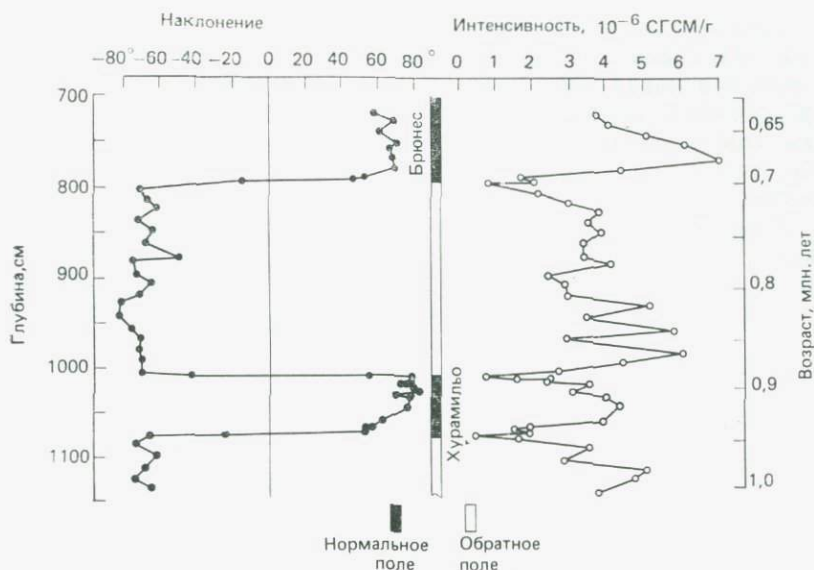


Рис. 5.15. Вариации величины намагниченности и наклонения с глубиной, зарегистрированные в глубоководном ядре осадочных пород. Отчетливое спадание величины естественной остаточной намагниченности во время обращения является показателем уменьшения напряженности поля Земли во время инверсии полярности [86].

правлены на то, чтобы помочь наложить ограничения на теории геомагнитного динамо и модели, разработанные для объяснения инверсий поля. Важные результаты этих исследований, включая непрерывные записи траектории миграции виртуальных геомагнитных полюсов в процессе смены полярности, и различные модели инверсии рассмотрены в работах [37, 80, 85].

## 5.5. Палеомагнетизм морского дна

**5.5.1. Инверсии поля и спрединг морского дна.** Доказательства инверсий геомагнитного поля, полученные по результатам магнитных съемок в океанах, позволили сделать далеко идущие выводы в области наук о Земле. Как упоминалось ранее (разд. 4.5), эти съемки привели к обнаружению во всех океанах полосовых магнитных аномалий, параллельных подводным хребтам. Оказалось, что эти аномалии соответствуют перемежающимся полосам нормально и обратно намагниченного базальта в слое 2 океанической коры. В настоящее время они считаются прямым доказательством раздвигания (спрединга) морского дна в стороны от срединно-океанических хребтов.

Гипотеза, которая теперь известна как *спрединг морского дна*, развилась из предположений Хесса [48, 49] и Дитца [30] о том, что новая кора постепенно формируется магматическими процессами в осевой зоне океанических хребтов. Для размещения этой новообразованной коры морское дно раздвигается в обе стороны от хребта, вызывая, как следствие, дрейф континентов.

Глубокая идея об объединении концепции спрединга морского дна с периодическими инверсиями геомагнитного поля была сформулирована в 1963 г. независимо двумя группами исследователей — одной в Канаде (Л. Морли и А. Ларошель), другой в Великобритании (Ф. Вайн и Д. Мэттьюз). Они предположили, что система перемежающихся полос положительных и отрицательных магнитных аномалий могла быть следствием отодвигания морского дна в стороны от хребта во время периодических инверсий геомагнитного поля. Свежий вулканический материал, горячий и расплавленный, мог подниматься вдоль гребня (с которым, как известно, связаны большой тепловой поток и обширное разломообразование), а затем охлаждаться с переходом через точку Кюри, приобретая термоостаточную намагниченность, направление которой определяется геомагнит-

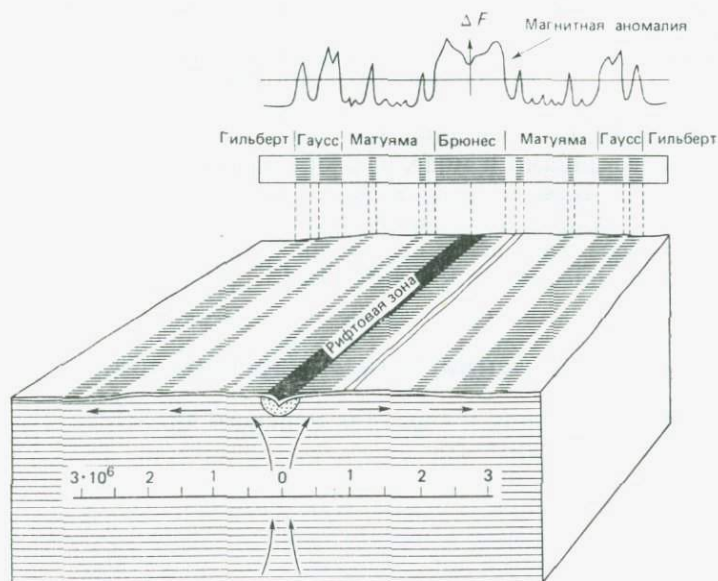


Рис. 5.16. Схематическое представление спрединга океанического дна на основе чередования полос положительных и отрицательных аномалий, создаваемых нормально и обратно намагниченными участками океанической коры. Зоны нормальной полярности затенены [1]. По горизонтали указан возраст в миллионах лет.

ным полем, существовавшим в то время. Затем этот материал, по-видимому, отодвигается в стороны, унося с собой магнитную «запись» геомагнитной полярности. Сущность этой идеи иллюстрируется рис. 5.16. Этот процесс бокового раздвигания имеет связь с тепловой конвекцией в мантии и является неотъемлемой частью глобальной тектонической картины (рассмотренной в гл. 10).

**5.5.2. Скорости спрединга.** Ранее мы отмечали (табл. 4.2), что значения  $Q$  для океанических базальтов являются достаточно большими (более 1). Это указывает на то, что их остаточная намагниченность преобладает над индуцированной ( $J_r > J_i$ ). Поэтому для объяснения полосовых магнитных аномалий можно привлечь модель из нормально и обратно намагниченных блоков базальтового слоя (слоя 2) океанической коры.

На рис. 5.17 приведены магнитные аномалии, наблюдавшиеся над Восточно-Тихоокеанским поднятием, и их интерпретация с использованием блоковой модели. Полуширина нормально намагниченного центрального блока в этой модели примерно рав-

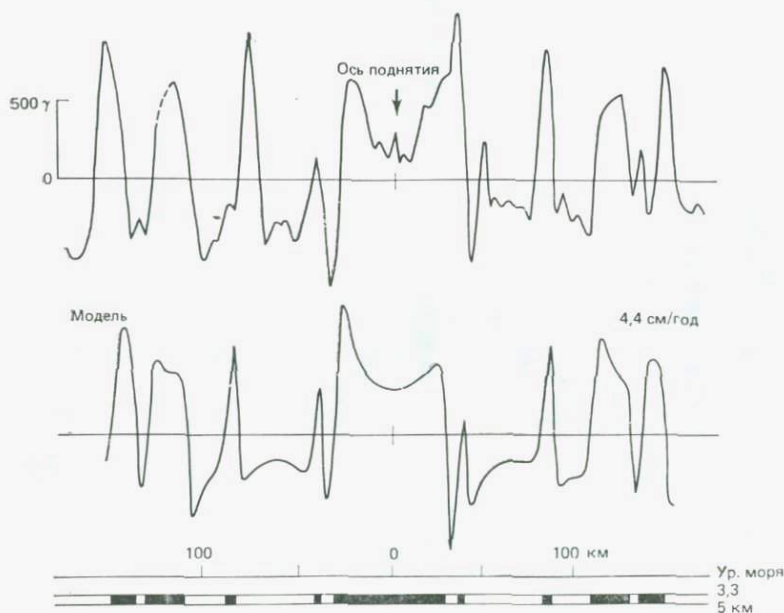


Рис. 5.17. Магнитный профиль через Восточно-Тихоокеанское поднятие (верхняя кривая) и модельная интерпретация его в виде нормально и обратно намагниченных блоков (черные и белые полосы внизу). Нижняя кривая рассчитана по этой модели в предположении, что скорость спрединга равна 4,4 см/год [114].

на 30 км, что согласуется по времени с современной эпохой нормальной полярности длительностью  $\sim 0,7$  млн. лет (см. рис. 5.14). Это дает скорость спрединга около 4,3 см/год в каждую сторону от оси поднятия.

Детальное сравнение полосовых магнитных аномалий, наблюдавшихся над океанами, с геомагнитной шкалой полярности, в настоящее время хорошо установленной для последних 4,5 млн. лет, показывает, что скорости спрединга для нескольких хребтов попадают в интервал примерно от 1 до 5 см/год в одном направлении. На рис. 5.18 изображена упрощенная картина линейных магнитных образований, обнаруженных в Мировом океане. Она ведет нас к поразительному выводу о том, что, возможно, 50% современного глубоководного дна, т. е. одна треть площади поверхности Земли, образовалось в течение последних 65 млн. лет, по времени представляющих собой последние 1,5% геохронологической шкалы.

Для оценки возраста наиболее древних аномалий (древнее 5 млн. лет), показанных на рис. 5.18, была принята та же скорость спрединга, что была определена для последних 5 млн. лет. Эти оценки возраста можно проверить по возрасту самых древних осадочных отложений, перекрывающих магматические породы океанического дна, используя содержание микрофосилий в кернах буровых скважин. Результаты датировки осадоч-

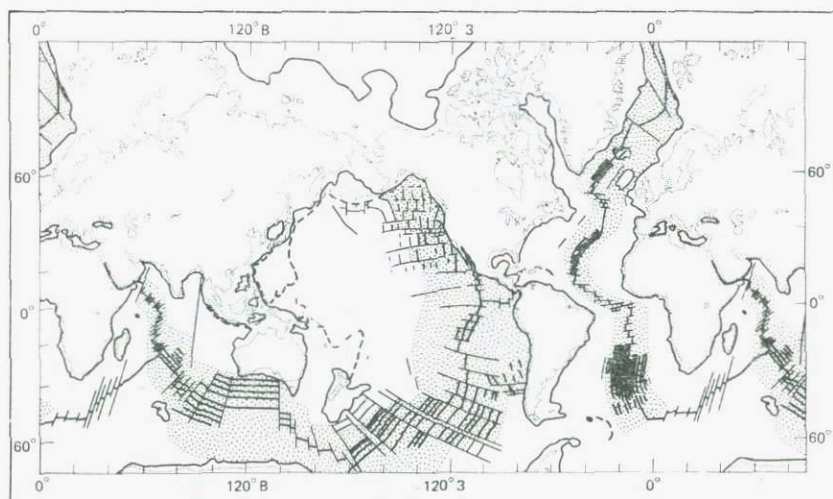


Рис. 5.18. Упрощенная карта океанических магнитных аномалий. Тонкими сплошными линиями изображены коррелирующиеся линейные аномалии, идущие параллельно гребням хребтов. Затенением показана океаническая кора, которая, как предполагается, образовалась в кайнозой (т. е. за последние 65 млн. лет) [115].

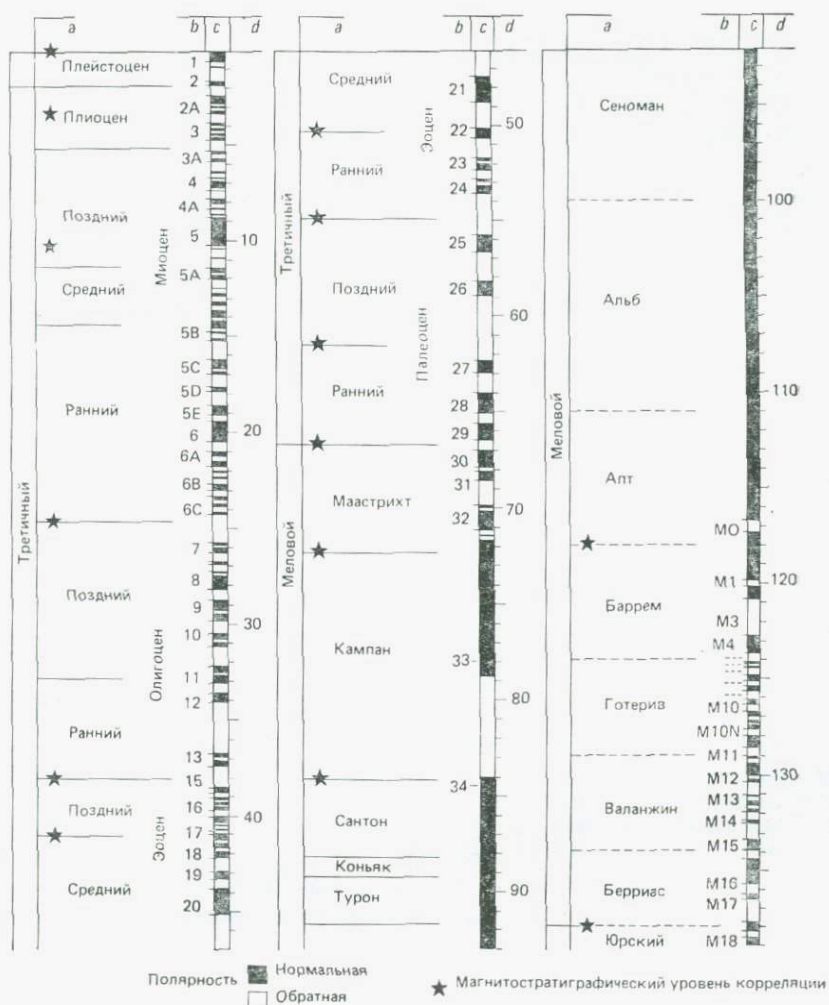


Рис. 5.19. Пересмотренная хронологическая шкала магнитной полярности [74]. Более молодая часть шкалы вплоть до кампанского времени основана на данных Лоури и Альвареса (1981), а более древняя часть — на работе Ларсона и Хильде [72] с некоторыми изменениями. Объяснения: *a* — геологическая эпоха; *b* — номер океанической аномалии; *c* — геомагнитная полярность; *d* — возраст в миллионах лет.

ных отложений подтвердили (в пределах около 10%) возрасты, оцененные исходя из неизменной скорости спрединга, равной 2 см/год в Южной Атлантике. На этом основании Хейртцлер и др. [46] построили первую геомагнитную шкалу протяженностью около 80 млн. лет; в ней отчетливо выраженные эпохи

нормальной полярности были пронумерованы цифрами от 1 до 32. Ларсон и Хильде [72], используя последовательности Гавайских аномалий в Тихом океане, расширили эту шкалу примерно до 160 млн. лет назад и прокалибровали ее по данным о возрасте пород, добытых из скважин, которые были пробурены по проекту глубоководного бурения (DSDR). На рис. 5.19 показан пересмотренный вариант шкалы геомагнитной полярности.

Доказательства движения морского дна обнаружены и в осадочном слое океанической коры. Измеряя наклонение остаточной намагниченности  $I_r$  в кернах глубоководных осадков, можно определить палеошироты (с помощью уравнения (5.6)). В табл. 5.2 приводится пример результатов таких исследований на керне глубоководных осадков из северо-западной части Атлантического океана. Если уменьшение наклона с глубиной и возрастом интерпретировать как результат дрейфа океанического дна на север, то средняя скорость дрейфа с мелового времени получается равной примерно 2 см/год.

Таблица 5.2. Наклонение естественной остаточной намагниченности как функция возраста глубоководных кернов из скважины № 10, пробуренной по проекту JOIDES и расположенной в точке с координатами  $32^{\circ}52'$  с. ш.,  $52^{\circ}13'$  з. д. на северо-западе Атлантического океана

Геологическая эпоха	Возраст, млн. лет	Число случаев	Среднее значение наклона, градусы	Стандартное отклонение, градусы	Палеоширота, градусы сев. широты
Плиоцен	12	14	51,6	5,4	32,2
Олигоцен	30	10	45,7	5,0	27,1
Средний эоцен	45	6	42,0 <sup>1)</sup>	4,8	24,2
Кампан	76	20	35,5	3,1	19,6

<sup>1)</sup> Исключая два значения с очень низкими интенсивностями ( $NRM < 10^{-4}$  А/м).  
Источник: данные из работы [99].

### 5.5.3. Миграция вулканических островов и подводных гор.

Независимая группа данных, подтверждающих гипотезу спрединга, выдвинута Уилсоном [122], который утверждает, что вулканические острова Атлантического океана первоначально сформировались на срединно-океаническом хребте, а теперь уносятся от него движущимся морским дном. Поэтому возраст таких островов должен увеличиваться с удалением от хребта. Возрасты островов Атлантического океана, определенные к настоящему времени, подтверждают общий прогноз Уилсона, но не согласуются с предположением о постоянной скорости раздвижения.

Многие существующие на морском дне подводные горы за-

рождались как подводные вулканы и приобрели сильную термоостаточную намагниченность после охлаждения с переходом через точку Кюри. Поскольку подводные хребты располагаются на огромных глубинах на дне океанов, получить ориентированные образцы для изучения их палеомагнетизма невозможно. Но интенсивность и направление их остаточной намагниченности можно оценить по результатам анализа связанных с ними магнитных аномалий. Этот метод анализа детально описан Ваке [109]. Результаты таких исследований на ряде подводных гор в северо-западной части Тихого океана, возраст которых считается меловым, показывают, что они мигрировали в северном направлении более чем на  $50^\circ$  по широте от их первоначальных местоположений. Но трудно представить себе миграцию гор без миграции самого морского дна.

**5.5.4. Трудности модели магнитных блоков.** Пока мы не сумеем непосредственно определять действительное движение морского дна, при использовании модели из магнитных блоков (рис. 5.17) будет проявляться некоторая неопределенность. Эта неопределенность касается главным образом следующих вопросов: 1) петрологической природы и характера намагниченности океанических слоев 2 и 3, 2) субъективности выбора моделей для интерпретации морских магнитных аномалий.

За последнее десятилетие детально изучены магнитные свойства образцов базальтовой коры (океанический слой 2), полученных в ряде районов при бурении по проекту DSDP. В обзорных статьях [45, 58, 73] дается подробное описание образцов этих глубоководных колонок. Хотя определить полную ориентацию образцов невозможно, можно найти наклонение их остаточной намагниченности. Конечно, бурение проведено на весьма немногочисленных участках, но стандартные палеомагнитные исследования, выполненные на этих ядрах, показывают, что наклонение NRM у них меньше, чем наклонение дипольного поля Земли в данном районе [43]. Еще более удивительны изменения магнитной полярности от нормальной до обратной, наблюдаемые в пределах верхних 500 м полученной колонки.

Далее, образцы магнитных пород фундамента с участков, разбуренных по проекту DSDP, как правило, имеют низкую среднюю намагниченность ( $NRM \sim 3-5$  А/м), которая примерно в пять раз слабее, чем намагниченность поднятых драгами образцов из нескольких центров спрединга. Этот спад намагниченности, вероятно, является результатом низкотемпературного окисления титаномагнетитов и, оказывается, зависит от возраста. Для создания аномалий с наблюдавшимися амплитудами при использовании этих более низких интенсивностей намагничения сам магнитный слой должен быть значительно толще, чем обычно предполагается в блоковой модели (500 м, поду-

шечные базальты). Маловероятно, чтобы достаточная толщина обеспечивалась одним только экструзивным слоем 2А, поэтому возможными источниками становятся более глубокие комплексы пород в слоях 2 и 3 (в частности метагаббро) (рис. 5.20).

Многие исследованные океанические габбро [33, 62], как оказалось, имеют достаточно стабильную естественную остаточную намагниченность со средней интенсивностью около 0,9 А/м, что равно примерно одной пятой от намагниченности слоя подушечных базальтов. Банерджи [5] нашел, что среднее значение интенсивности NRM офиолитовых габбро равно примерно 0,5 А/м. Поэтому если слой габбро имеет интенсивность NRM, равную 0,5—0,9 А/м, то он становится серьезным претендентом на роль дополнительного источника морских магнитных аномалий, особенно ввиду того, что его мощность значительно больше, чем слоя подушечных лав.

Хотя проблема отождествления «магнитного слоя-источника» для океанических аномалий до сих пор не решена с помощью образцов пород из скважин, пробуренных по проекту DSDP, общий вывод состоит в том, что весь процесс образования нового морского дна и его намагничивания, видимо, более сложен, чем это следует из блоковой модели, предложенной Вайном и Мэт-

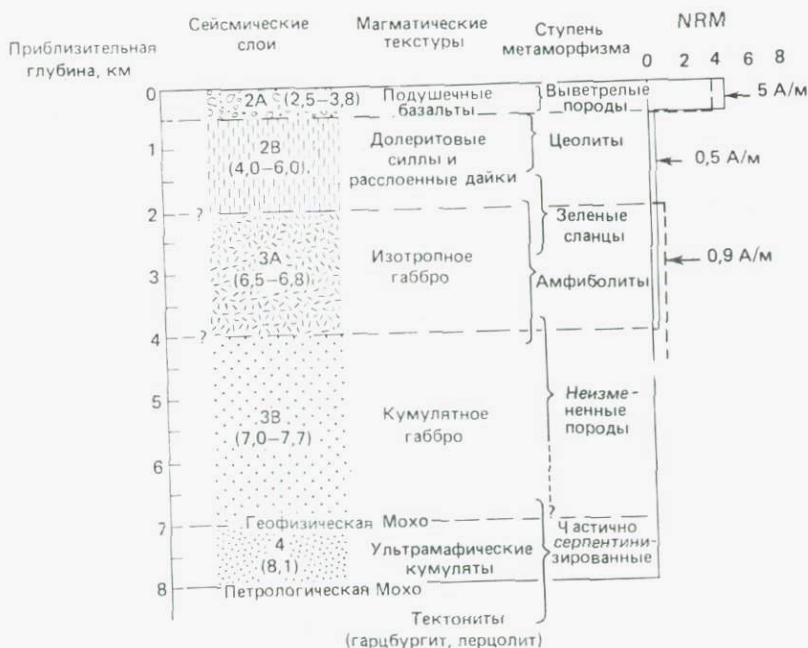


Рис. 5.20. Модели распределения NRM с глубиной в океанической коре по Кенту и др. [62] (---) и Банерджи [6] (—); сейсмические слои (скорости P-волн в км/с) — из работы Петерсона и др. [93].

тьюзом [116]. Предложены и другие модели (например, модель инъекции тонких наклонных интрузивных слоев [117]; модель наклонной границы смены полярности [65]; двухслойная модель, зависящая от возраста [12]), но в допущениях, связанных с ними, имеются неопределенности. Происхождение упорядоченных двумерных магнитных аномалий продолжает оставаться увлекательной проблемой морского палеомагнетизма.

## 5.6. Палеомагнитные доказательства дрейфа континентов

Хотя идея о дрейфе континентов относится к XVII столетию, исчерпывающую формулировку теории дрейфа первым дал Альфред Вегенер в 1912 г. [121]. Он предположил, что в позднем палеозое все современные континенты составляли единый суперконтинент (Пангея). В мезозойское и третичное время Пангея раскололась на части и образовавшиеся континенты стали двигаться на запад, к экватору или в обоих этих направлениях. Кроме близкого сходства очертаний береговых линий противоположащих континентов (например, Африки и Южной Америки) одним из главных подтверждений его аргументов было пермокарбонное оледенение, которое охватило Южную Америку, Южную Африку, Австралию и Индию, позволяя предполагать, что эти массы суши группировались в то время вокруг Южного полюса (рис. 5.21).

Независимые палеомагнитные данные позволили разрешить этот в высшей мере спорный вопрос. В ходе решения мы для корреляции палеомагнитных данных с историей континентов используем временную шкалу длиной во много миллионов лет. В такой временной шкале полярность геомагнитного поля не имеет значения, а важнейшую роль приобретает вопрос о том, имело ли магнитное поле в геологическом прошлом тот же характер, что и поле осевого диполя.

**5.6.1. Данные, относящиеся к гипотезе осевого диполя.** Две группы данных позволяют предполагать, что в далеком прошлом поле Земли соответствовало полю осевого диполя. Это палеомагнитные и палеоклиматические данные. Как было показано ранее (рис. 5.10), палеомагнитные данные для горных пород плейстоценового и плиоценового возрастов убедительно демонстрируют, что геомагнитное поле по своему характеру совпадало с полем осевого диполя. В данных для более древних пород все более важную роль играют тектонические движения, и для периодов древнее поздне третичного группирование полюсов в глобальном масштабе выражено хуже. Однако в континентальном или субконтинентальном масштабе имеются достаточно убедительные данные и для более древних периодов. Достаточ-

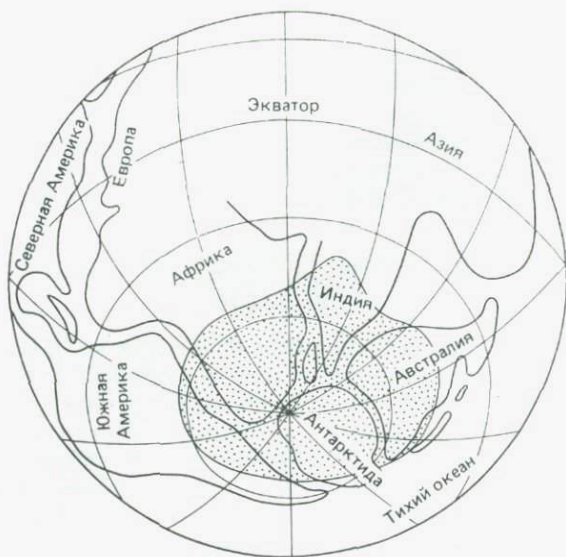


Рис. 5.21. Распространение пермско-каменноугольного оледенения. Положения континентов изменены в соответствии с теорией дрейфа континентов по Вегенеру [50].

но тесное группирование триасовых полюсов, определенных по образцам из весьма удаленных друг от друга площадей в Северной Америке, и триасовых и пермских полюсов (см. рис. 5.10), основанных на породах из Европейской и Азиатской частей СССР [64], в достаточной мере подтверждают гипотезу о том, что в течение по крайней мере последних 300 млн. лет геомагнитное поле было преимущественно дипольным. Однако по одним только палеомагнитным данным трудно установить соответствие между средней осью дипольного поля и географической осью, и для проверки нужно использовать какие-то другие индикаторы древних широт.

Если поле Земли по характеру всегда было осевым дипольным, то данные о климате в каком-либо конкретном районе в прошлом должны согласоваться с палеоширотой этого места, найденной из палеомагнитных данных. В палеоклиматологии предполагается, что климат прошлого можно определить по некоторым индикаторам. Эти палеоклиматические индикаторы по аналогии с индикаторами современного климата позволяют делать выводы о климатах и климатических зонах, существовавших в прошлом. Например, карбонаты и рифы являются индикаторами теплого, тропического и субтропического климата, эвапориты и красноцветные отложения — жаркого и сухого климата, а «тиллиты» — индикаторами ледниковых обстановок.

Построенные таким образом палеоклиматические карты показывают, что области, расположенные теперь у полюсов и экватора, не всегда находились в своих современных положениях или около них, а изменяли свое положение на поверхности земного шара в ходе геологической истории. Одним из ярких примеров является тот факт, что в областях, которые теперь находятся в низких широтах, когда-то происходило пермокарбонное оледенение.

К сожалению, неточность палеоклиматических данных каждого типа приводит к погрешности в определении палеогеографических широт. Однако при правильном объединении всех имеющихся свидетельств эти погрешности существенно уменьшаются, благодаря чему возможно количественное сравнение с широтами, определенными по палеомагнитным данным. Детальные сравнения палеомагнитных данных с различными палеоклиматическими индикаторами выполнены, например, в работах [11, 14, 42, 53, 97]. Результаты этих исследований указывают на достаточно хорошее согласие между палеоширотами, определенными этими двумя методами. Корреляция между древними климатами и палеомагнитными широтами вместе с упомянутой выше совместимостью пермских и триасовых полюсов в субконтинентальном масштабе, видимо, подтверждают гипотезу геодатированного диполя, по крайней мере от позднего палеозоя до настоящего времени.

Дипольную гипотезу не следует принимать слишком строго. Об этом свидетельствуют результаты анализов, выполненных в работах [15, 85, 125], которые заставляют предполагать существование в течение некоторых периодов больших недипольных компонент или сложной двухдипольной конфигурации поля.

### 5.6.2. Кажущаяся миграция полюса и дрейф континентов.

Палеомагнитные данные для какой-либо области, охватывающие период времени в несколько геологических эпох, можно представить двумя главными способами. В одном из них найденное местоположение массы суши изображается в зависимости от ее палеомагнитной широты и азимута относительно географического севера (см. рис. 5.11). В другом, более простом и более полезном, полюса определяют для конкретной области от эпохи к эпохе и наносят их на стереографическую проекцию земного шара. Кривая, проведенная через эти полюса, называется *кажущейся траекторией миграции полюса* (КТМП) и (для этой конкретной области) представляет собой датированный путь, по которому мог смещаться полюс. Это кажущееся движение полюса могло быть либо истинной миграцией полюса, либо дрейфом континентов, либо и тем, и другим. По данным, полученным лишь из одного континентального района, невозможно сделать выбор между этими двумя возможностями. Однако миг-

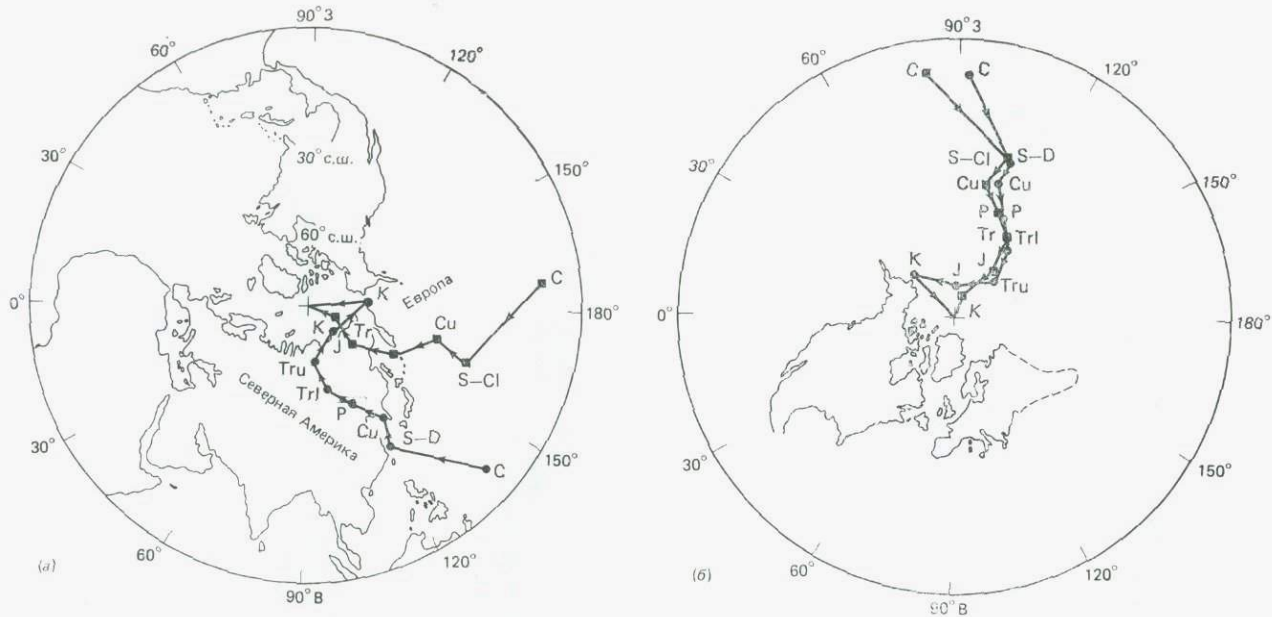


Рис. 5.22. (а) Сравнение кажущихся траекторий миграции полюса для пород Северной Америки (кружки) и Европы (квадратки). Геологические возрасты обозначены следующим образом: К — меловой; J — юрский; Tr — триасовый; Trl — раннетриасовый; P — пермский; Cu — позднекаменноугольный; S — силурийский; D — девонский; Cl — раннекаменноугольный; C — кембрийский [77]. (б) Две траектории миграции полюса при подгонке положений континентов в северной части Атлантического океана, предложенной Буллардом и др. [17]. Полярная стереографическая проекция [77].

рация магнитного полюса (который в соответствии с гипотезой осевого диполя совпадает с географическим полюсом) — это глобальное явление, и его траектория не должна зависеть от участка наблюдения. Тот факт, что КТМП для Северной Америки и Европы (рис. 5.22, а) не согласуются между собой, является важным палеомагнитным доказательством дрейфа континентов. Первым это установил Ранкорн [98].

Две кривые на рис. 5.22, а частично совместятся, если Северную Америку придвинуть к Европе в соответствии с моделью «самого лучшего совмещения» континентов, граничащих с Атлантическим океаном (см. рис. 10.8). Тогда эти кривые почти совпадут (рис. 5.22, б) от пермокарбонового (около 300 млн. лет назад) до юрского (около 160 млн. лет назад) времени, откуда следует, что в течение указанного интервала времени данные две массы суши соединялись. В последние примерно 150 млн. лет раскрытие Атлантического океана заставило эти две кривые разойтись. С другой стороны, кембрийские полюса для рассматриваемых двух континентов также расходятся. Из этого можно сделать вывод о существовании в то время более древнего и более широкого Атлантического океана. Близость кембрийских полюсов к экватору позволяет предполагать, что эти континенты располагались тогда южнее их современных положений.

**5.6.3. Реконструкция палеоконтинентов.** Если объединить результаты исследования пород с различных континентов для одних и тех же периодов времени, то получится, что континентальные массы могли неоднократно раскалываться и вновь соединяться несколькими путями [13, 56, 102]. Согласно реконструкции Ирвинга [55] (рис. 5.23) для фанерозоя (последние 600 млн. лет), общая схема объединения и раскалывания континентов выглядит следующим образом.

1. Единый континентальный массив в эокембрии с образованием Пангеи Е и Пан-Африканских складчатых поясов.

2. Раскрытие Атлантического океана (Атлантика III) в кембрии и дальнейшее значительное разделение континентов в ордовикский период.

3. Закрытие Атлантики III в позднем силуре, образование Пангеи D и каледонского складчатого суперпояса.

4. Поперечно-сдвиговое движение между северными и южными континентами в раннем и среднем девоне с образованием массивов Лавразии и Пангеи С (акадская орогенция).

5. Рифтообразование и отделение Лавразии и Гондваны с возникновением Атлантики II в позднем девоне.

6. Закрытие Атлантики II в среднем карбоне (герцинская орогенция) и образование Пангеи В.

7. Триасовая перестройка Лавразии и Гондваны и образование Пангеи А, которая в юре раскололась, что привело к фор-

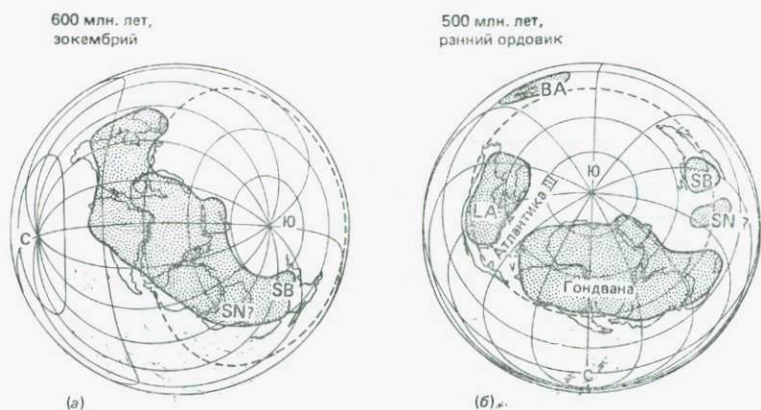


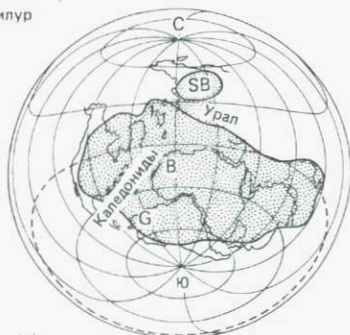
Рис. 5.23. Карты палеоконтинентов: а—г— по Морелу и Ирвингу [81], д—е— по Ирвингу [55]. (а) Массив Пангея в конце докембрийского времени: SB—Сибирский щит, SN—Китайский щит. (б) Раскрытие Атлантики III и последующее значительное раздвигание континентов: BA—Балтика, G—Британия, LA—Лаврентия. (в) Закрытие Атлантики III и формирование каледонского складчатого суперпояса и новой Пангеи. (г) Раскрытие Атлантики II и рифтообразование с отделением Лавразии и Гондваны. (д) Закрытие Атлантики II в среднекаменноугольное время (герцинская орогения) и возникновение еще одной Пангеи. (е) Раскол Пангеи в юрское время ведет к формированию современных Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов; их ширина в меловой период была относительно небольшой.

мированию современных Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов.

Следует подчеркнуть, что гипотеза об образовании суперконтинентов Пангея (особенно от В до Е) является лишь весьма предварительной. Палеомагнитные данные сами по себе не позволяют определить долготу. Выбор долгот делается исходя из принципа минимального относительного движения континентов и из других соображений, скажем непрерывности крупных орогенических поясов.

#### 5.6.4. Примеры столкновения и наращивания континентов.

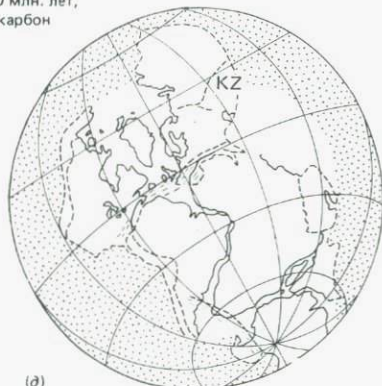
Особенно многозначительным примером раскалывания и столкновения континентов является полуостров Индостан, который, оторвавшись от Гондваны, быстро продвинулся на север и столкнулся с Азиатским континентом. Продолжающееся поднятие Гималайского хребта и обширная сейсмическая и тектоническая активность в области центрального надвига позволяют предполагать, что давление со стороны Индостана все еще действует. На рис. 5.24 показаны постепенное движение Индии в северном направлении и ее поворот против часовой стрелки в позднемезозойское и кайнозойское время.

400 млн. лет,  
силур

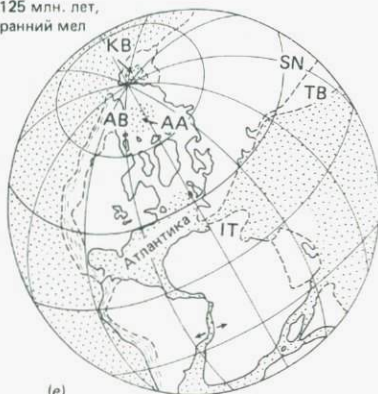
(б)

350 млн. лет,  
поздний девон

(г)

300 млн. лет,  
карбон

(д)

125 млн. лет,  
ранний мел

(е)

Пример Западных Кордильер в Северной Америке представляет огромный интерес потому, что здесь выявлено множество смещенных массивов и микролит [7, 8, 54], для которых палеомагнитные полюса явно систематически смещаются в сторону от опорной КТМП для Северо-Американского кратона. На рис. 5.25 показаны мезозойские и более молодые несогласующиеся палеомагнитные полюса для ряда формаций на западном крае Северной Америки. Многие из этих полюсов получены по слоистым толщам пород, где нет никаких сомнений в отношении поправки за наклон пластов. В таких случаях данные о наклонении естественной остаточной намагниченности позволяют определить истинную палеошироту (в соответствии с уравнением (5.6)), на которой находилась порода во время приобретения намагниченности. Если эти палеошироты отличаются от тех, которых можно было ожидать для исследуемой площади, то это указывает на смещение данной площади относительно кратона.

На рис. 5.25 можно видеть общий характер смещения полюсов на север. Большинство несогласующихся полюсов отодвинуты от соответствующих участков отбора образцов дальше, чем эквивалентные по времени полюса североамериканской опорной кривой. В дополнение к этому большинство отклоняющихся полюсов смещено вправо по отношению к соответствующим им участкам, что указывает на поворот по часовой стрелке. Большинство массивов являются истинно аллохтонными (подвижными), и многие, видимо, представляют собой экзотические фрагменты земной коры, которые сталкивались с окраиной Северо-Американского кратона и наращивались на нее в течение мезозойского и раннекайнозойского времени [25].

**5.6.5. Протерозойский суперконтинент.** Реконструировать очертания континентов в докембрийское время очень трудно, и эта трудность увеличивается с увеличением возраста пород. Это происходит потому, что для большинства докембрийских пород трудно определить точный радиометрический возраст, со-

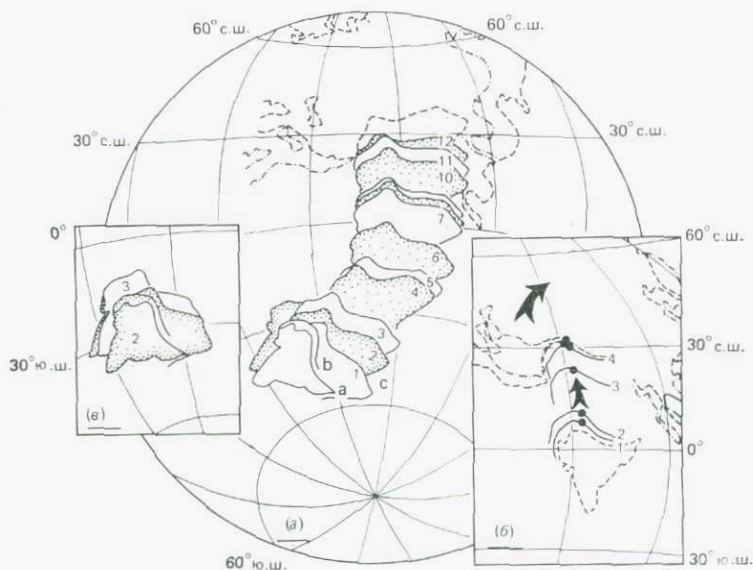


Рис. 5.24. Дрейф на север и поворот против часовой стрелки Большой Индии, сопровождавшие среднемеозойский раскол Гондваны [66]. (а) Широтная ориентация Индии от среднего мезозоя до позднего миоцена (1а—12), определенная по результатам палеомагнитных исследований континентальных пород и керн скважин, пробуренных по проекту DSDP в Индийском океане. (б) Палеоширотные положения Ладакхских интрузивов примерно от 50 до 20 млн. лет назад (1—4). (в) Среднемеозойские палеоширотные положения Индо-Пакистанского субконтинента, определенные с помощью переноса среднеюрских полюсов из Австралии и Антарктиды.

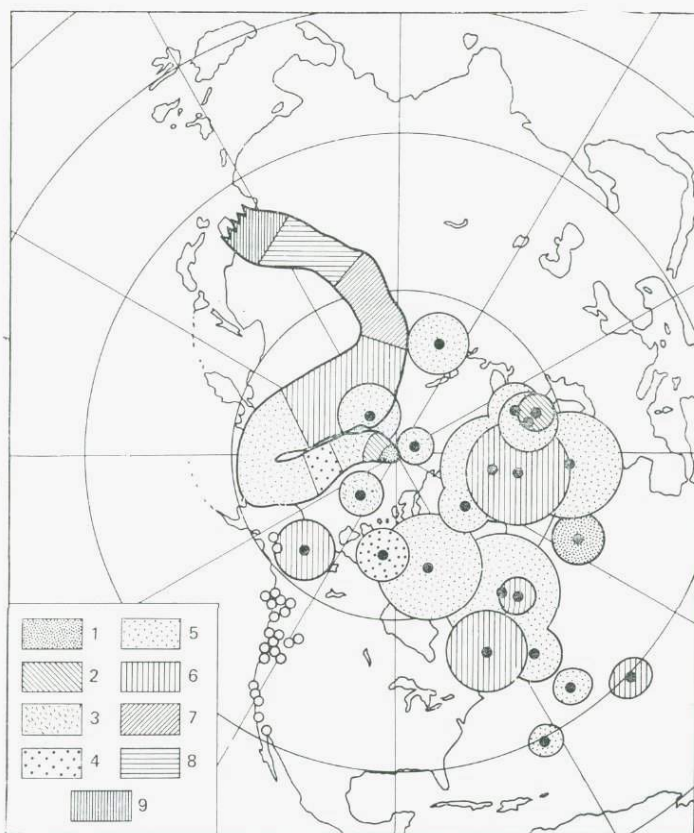


Рис. 5.25. Мезозойские и более молодые полюса по западной части североамериканских Кордильер, отличающиеся по своему положению от кажущейся траектории миграции полюса для Северо-Американского кратона по Ирвингу [54]. Светлые кружки отмечают места отбора образцов, а черными значками нанесены полюса с 95%-ным конусами доверия [113]. Возраст формаций: 1 — Ng, 2 — Oli, 3 — Eoc, 4 — Pal, 5 — K, 6 — J, 7 — Tr, 8 — P, 9 — Pen.

ответствующий возрасту намагниченности. А когда результаты датирования являются менее уверенными, отрезки кажущейся траектории миграции полюса часто соединяются различным образом. В результате получаются различные и субъективные кривые миграции. Но несмотря на эти ограничения докембрийские палеомагнитные данные все же позволяют получить важную количественную информацию о вероятном распределении и движениях континентальных регионов.

Результаты палеомагнитных исследований по Северной Америке и Африке позволяют предполагать весьма сходные КТМП в период от 1000 до, возможно, 2200 млн. лет назад, и эти кри-

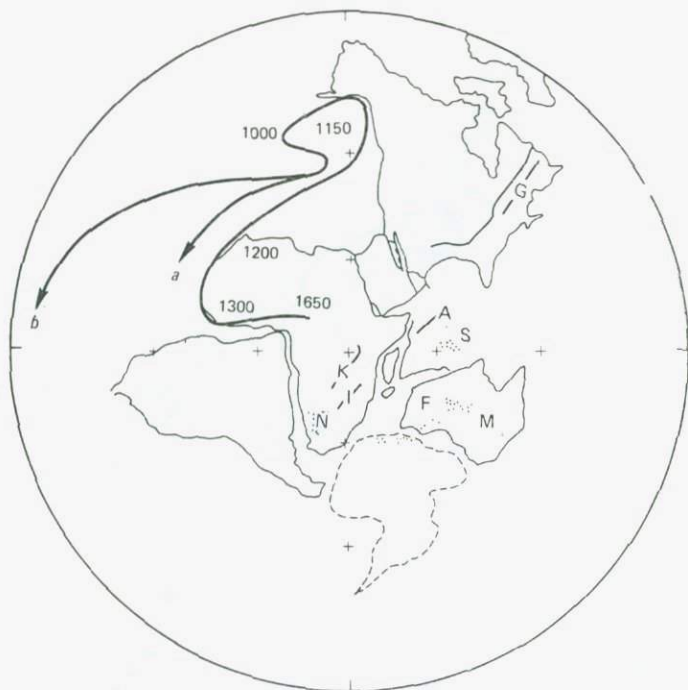


Рис. 5.26. Реконструкция континентов Гондваны и Северной Америки для периода древнее примерно 1 млрд. лет назад, построенная по палеомагнитным данным. К эпизодам порядка 1,2 млрд. лет назад относятся следующие орогенические пояса: N — намакваландский; I — ирюмайдский; K — кибаранский; A — аравалийский; S — сатпурский; F — фрейзерский; M — масгрейвский; G — гренивиллский. КТМП для Северной Америки (a) и Африки (b) начиная примерно с 1 млрд. лет назад и далее в прошлое совпадают [94].

вые можно очень близко совместить, объединяя Афро-Аравийский и Северо-Американский регионы в единый континентальный массив (рис. 5.26). Хотя палеомагнитных данных по южным континентам, кроме Африки, и мало, но для рассмотренного выше периода они согласуются с указанной конфигурацией континентов относительно Африки. Рис. 5.26 показывает также, что складчатые пояса, относящиеся к эпизодам возрастом  $1150 \pm 200$  млн. лет, теперь разбросанные более поздним дрейфом, вероятно, были единым образованием и располагались на широкой дуге, охватывающей протерозойский суперконтинент. Согласно Пайперу [95], главное расчленение протерозойского суперконтинента, вероятно, началось лишь в позднепротерозойское время.

## 5.7. Применение палеомагнетизма для решения других задач

### 5.7.1. Локальные структурные и тектонические проблемы.

Палеомагнетизм все шире применяется при решении многих типов локальных геологических задач, возникающих при стратиграфических, структурных и тектонических исследованиях. Примеры, которые мы здесь опишем, выбраны главным образом для иллюстрации роли палеомагнитных исследований как дополнительного источника геологической информации.

*Изгиб острова Хонсю.* На Японских островах выполнены многочисленные палеомагнитные исследования. Каваи и др. [61] показали, что между дотретичными породами из северо-восточной и юго-западной частей Японской дуги существует устойчивое различие (примерно на  $53^\circ$ ) в средних направлениях (только по склонению) естественной остаточной намагниченности, в то время как для третичных и четвертичных пород из обоих регионов направления намагниченности близки к направлению на географический север и друг к другу. По мнению этих авторов, такое различие в склонении можно приписать большой (примерно до  $53^\circ$ ) деформации в средней части острова Хонсю в раннетретичное время. Это согласуется с тем фактом, что средние оси юго-западной и северо-восточной частей всего региона образуют на современной карте угол, равный примерно  $123^\circ$ , что указывает на изгибание главного острова Японии Хонсю приблизительно на  $57^\circ$  в его центральной части.

*Поворот Испании.* Идея о том, что Пиренейский полуостров испытал поворот против часовой стрелки, очень популярна среди многих «мобилистов». В частности, Кейри [18] из чисто геологических соображений предположил, что Пиренейский полуостров повернулся против часовой стрелки на  $35^\circ$  относительно стабильной (внеальпийской) части Европы в позднемезозойское время. Выполнен ряд палеомагнитных исследований, имеющих отношение к повороту Испании. Наиболее подробным было исследование Ван-дер-Воо [112], применившего магнитную и термическую чистку образцов пород. Его результаты для этого региона показали, что у пермокарбонатов образцов палеомагнитное склонение отличается примерно на  $35^\circ$  от склонения для стабильной части Европы, причем различие в наклонении является незначительным. Палеомагнитные данные, представленные Ван-дер-Воо, убедительно подтверждают поворот против часовой стрелки, который предсказал Кейри.

Новые результаты палеомагнитных исследований по мезозойским осадочным отложениям Испании [111] подтверждают

более ранние выводы о повороте и позволяют предполагать, что вращение началось в среднемеловое время.

*Поворот Богемского массива.* Биркенмайер и др. [10] провели палеомагнитные исследования магматических и осадочных пород позднекаменноугольного возраста из Внутреннего Судетского бассейна и Богемского массива. Они обнаружили для этих двух областей значимое различие (примерно на  $17^\circ$ ) в палеомагнитном склонении (рис. 5.27).

Между результатами измерений на магматических и осадочных породах имеется полное согласие. К тому же различия в возрасте или во вторичной намагниченности, по-видимому, не могут объяснить явное различие в палеомагнитном склонении между этими двумя областями. Поэтому Биркенмайер и др. сделали вывод, что Внутренний Судетский бассейн и Богемский массив испытали в послеканноугольное время относительный поворот на  $17^\circ$  около вертикальной оси. Хотя палеомагнитные свидетельства этого поворота выглядят достаточно убедительными, труднее решить вопрос о том, какая именно из этих областей повернулась относительно Европы в целом.

#### 5.7.2. Палеомагнитное датирование и магнитостратиграфия.

Породы увеличивающегося возраста из стабильного субконтинентального блока позволяют определить средние положения палеомагнитных полюсов, которые все больше смещаются от современного полюса. Поэтому, находя положение среднего палеомагнитного полюса для некоторой серии пород на известной

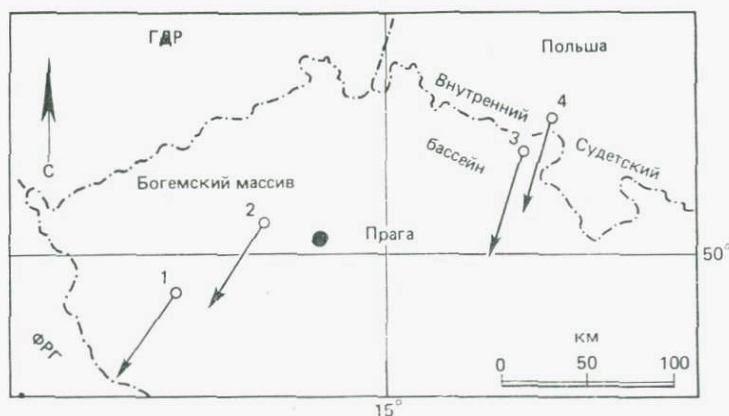


Рис. 5.27. Схематическая карта, показывающая участки отбора образцов пород верхнекаменноугольного возраста во Внутреннем Судетском бассейне (3 и 4) и Богемском массиве (1 и 2). Показаны также направления горизонтальной составляющей остаточной намагниченности исследованных пород [10].

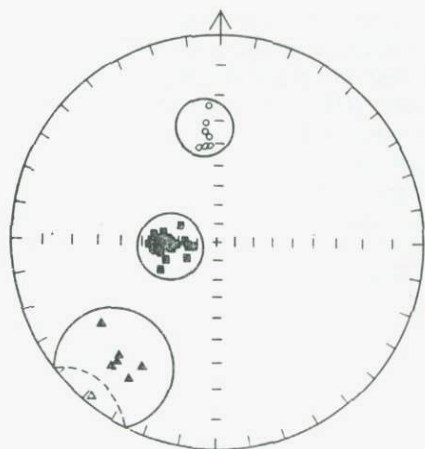


Рис. 5.28. Определение относительного возраста по направлениям остаточной намагниченности. У даек со сходной ориентацией в Канаде (рой даек Абитиби) выделяются три различные группы направлений. Вероятно, они имеют три разных возраста [71, 105].

кривой КТМП для того же тектонически устойчивого блока, можно оценить возраст остаточной намагниченности этой серии пород. Но прежде, чем можно будет использовать КТМП для магнитного датирования горных пород, относящихся к некоторому тектоническому блоку, необходимо с помощью надежных измерений определить точное положение такой кривой для этого блока. Потенциальная применимость палеомагнетизма в качестве метода датирования имеет особое значение при изучении осадочных отложений, в которых отсутствуют ископаемые органические остатки.

Отчетливые различия в палеомагнитных направлениях, полученные в результате анализа пород, сформировавшихся во время крупных магматических событий в какой-либо области, могут иметь геологический смысл, даже если траектория миграции полюса для этой области еще не установлена. Значительные различия в направлениях остаточной намагниченности свидетельствуют о различиях в возрасте, хотя величину таких различий оценить невозможно. Например, докембрийские дайки со сходной ориентацией (рой даек Абитиби) в пределах Канадского щита образуют три группы явно отличных направлений (рис. 5.28) и поэтому, вероятно, имеют три разных возраста. При исследовании роя даек Маккензи (также на Канадском щите) [35] обнаружено, что для образцов из даек, которые расположены на больших расстояниях друг от друга и простирания которых различаются по крайней мере на  $30^\circ$ , палеомагнитные направления группируются близко друг к другу. Это позволяет предполагать, что интрузия этого роя была магматическим событием с относительно малой длительностью.

Имеются несколько сообщений о проведении корреляции последовательностей лавовых потоков из разных районов на

основе согласования направлений их NRM. Пример такой корреляции с использованием направлений остаточной намагниченности показан на рис. 5.29. Серии третичных лав Сторр и Киранг (Шотландия) находятся на расстоянии около 15 км друг от друга. Из полевых данных известно, что они имеют приблизительно один и тот же возраст, но обычные геологические методы не позволяли выполнять корреляцию по отдельным лавовым потокам. А в результате сопоставления вариаций направлений остаточной намагниченности обнаружилось, что потоки Киранг (всего 8) лучше всего коррелируются с потоками 10—17 серии Сторр.

Начиная с 1950-х годов для маркировки горизонтов в вулканических и осадочных породах Исландии стали использовать инверсии геомагнитного поля. С тех пор этот метод служит важным вспомогательным средством при полевом картировании в Исландии и других местах.

Оказалось, что магнитостратиграфия осадочных отложений имеет большое значение в морской геологии. Исследования глубоководных колонок грунта имеют то преимущество, что дают

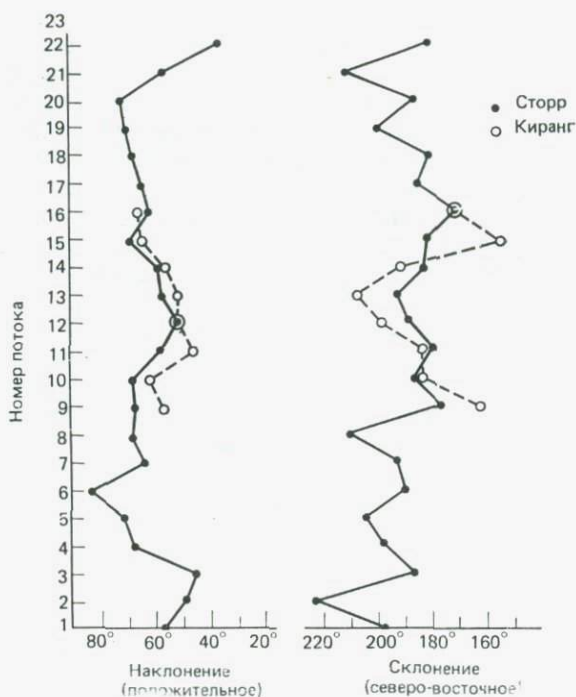


Рис. 5.29. Корреляция палеомагнитных наклонений и склонений для одно-возрастных лавовых потоков из двух участков на о. Скай, Шотландия [63].

как бы непрерывную запись осадконакопления и относительное датирование разрезов проводится более точно. Магнитостратиграфическую корреляцию некоторых антарктических колонок иллюстрирует рис. 5.30. Можно также рассчитывать скорости осадконакопления, которые в исследованных колонках изменяются примерно от 1 до 8 мм за тысячу лет. Инверсии полярности являются почти идеальным способом определения стратиграфии, поскольку они позволяют маркировать синхронные по времени формирования горизонты в разнесенных на большие расстояния стратиграфических колонках, не содержащих одинаковых органических остатков, и из различных фаций.

Этот метод корреляции перенесен на более древние осадочные отложения — как океанические, так и континентальные. В частности, магнитная стратиграфия разреза в районе Губио в Апеннинах [3] была весьма детально исследована благодаря установлению соответствия между положением подошвы аномалии № 29 (см. рис. 5.19: переход к обратной полярности — сверху вниз) и границей палеоцен — мел по палеонтологическим данным. Эта граница вызвала большой интерес из-за глобаль-

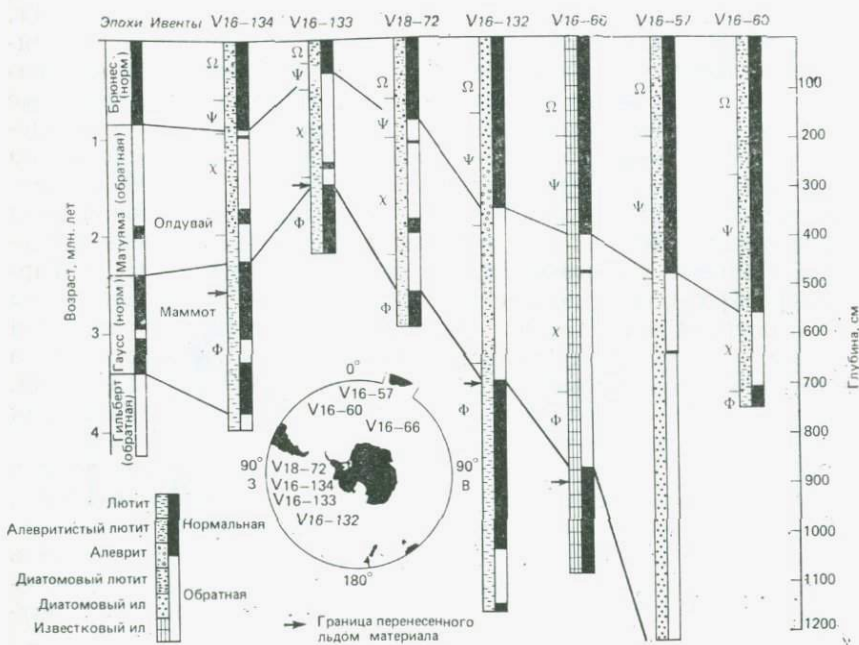


Рис. 5.30. Корреляция методом магнитной стратиграфии по семи колонкам из Антарктиды; места отбора пород показаны на врезке. Границы между зонами, содержащими окаменелости, показаны слева от каждой колонки [88].

ного вымирания в это время многих видов организмов (включая большие группы животных и растений). Для объяснения этого явления были выдвинуты различные земные<sup>\*)</sup> и внеземные<sup>\*\*)</sup> причины [2]. Точность магнитостратиграфической корреляции осадочных разрезов, в которых отмечается граница между меловыми и третичными отложениями на удаленных друг от друга участках, весьма важна для проверки одновременности вымираний, обнаруживаемых по изменениям содержания фораминифер в различных континентальных и морских разрезах.

**5.7.3. Археомagnetизм и вековые вариации.** Записи магнитных обсерваторий ведутся в течение лишь 400 лет, и этот период времени слишком мал, чтобы, основываясь на нем, можно было предсказывать поведение магнитного поля Земли на длительный период. Продолжить эти записи позволило применение палеомагнитных методов для исследования археологических материалов, возраст которых установлен, зарегистрированных в историческое время лавовых потоков и (с несколько меньшей точностью) датированных ленточных осадков. Используя одиннадцать надежно датированных лавовых потоков горы Этна, Шевалье [21] проследил вариации геомагнитного поля от 394 г. до н. э. до 1911 г. При распространении датировки на исторический и доисторический периоды часто используются кирпичные печи для обжига гончарных изделий, черепица, глиняные изделия, ленточные глины и т. д. При этом развилось ответвление палеомагнетизма — *археомagnetизм*, который основан на сведениях о вековых вариациях геомагнитного поля за последние несколько тысяч лет. Вековые вариации направления поля в различных районах для конкретных периодов времени исследовали многие ученые в Европе, Японии, США и СССР. Тарлинг [106] обобщил полученные в последнее время результаты из различных источников. Но вследствие малого количества данных для некоторых областей ограниченных размеров пока построено лишь немного опорных кривых вековых вариаций. В подходящих случаях эти кривые можно использовать как средство для датировки в археологии.

Изменения склонения и наклонения геомагнитного поля в недалеком прошлом можно проследить по озерным осадкам, скорость накопления которых обычно больше, чем глубоководных осадков. Самые последние изменения можно коррелировать с археомagnetными данными, а более древние вариации обеспечивают ценные сведения о циклах вековых вариаций геомагнит-

---

\* К ним относятся интенсивные вулканические извержения и очень сильные климатические и океанографические изменения.

\*\* Среди них катастрофические события, связанные со взрывом сверхновой и ударом метеорита.

ного поля [108]. В настоящее время имеются детальные материалы по многим озерам Европы, Северной Америки и других частей света. Вследствие изменчивых влияний сил, действующих во время осадконакопления и после него, часто бывает трудно коррелировать наблюдаемые колебания склонения и наклонения от одного озера к другому. Лишь немногие «записи», которые зафиксированы в кернах и имеют достаточно точные определения возраста по  $^{14}\text{C}$ , все же можно использовать как надежные индикаторы истинного направления поля, существовавшего в течение конкретных интервалов времени.

На рис. 5.31 приведены диаграммы изменения палеомагнитного наклонения по данным бурения для озера Уиндермир, Англия ( $54^\circ$  с. ш.,  $3^\circ$  з. д.), и озер Сент-Круа и Килен, шт. Миннесота, США ( $46^\circ$  с. ш.,  $93^\circ$  з. д.). Наблюдается некоторое сходство в отношении вида колебаний, но между этими двумя районами имеется и отчетливое отставание по фазе в появлении максимумов и минимумов наклонения. Каждое отклонение, обозначенное греческими буквами (от  $\alpha$  до  $\nu$ ), для Северной Аме-

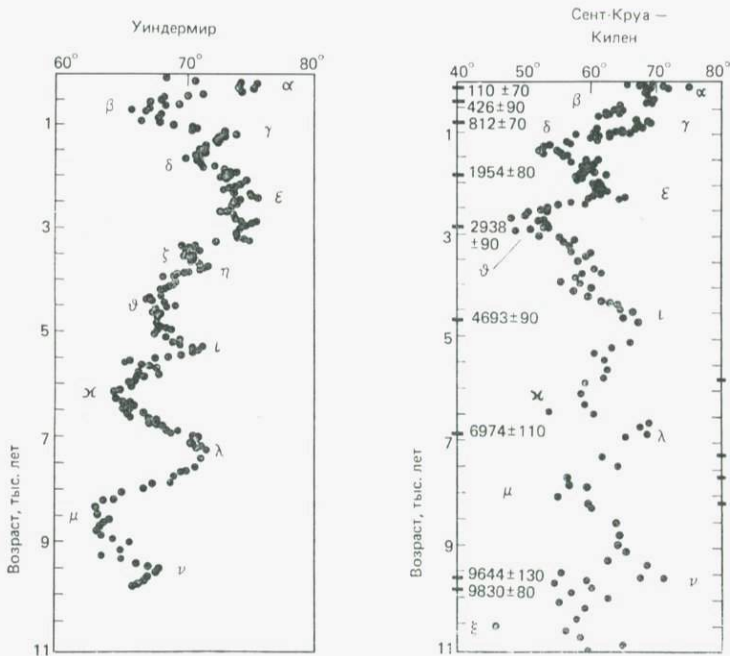


Рис. 5.31. Записи вековых вариаций наклонения геомагнитного поля, полученные по результатам палеомагнитных исследований озерных отложений в районах Уиндермир, Англия, и Сент-Круа — Килен в шт. Миннесота, США. Из сравнения этих записей скорость дрейфа вековых вариаций на запад оценивается величиной примерно  $0,15^\circ/\text{год}$  [27].

рики отмечается на более позднем времени, чем для Европы. Это отставание по фазе показывает, что дрейф вековых вариаций в общем имеет западное направление. Разность долгот между этими двумя районами равна  $90^\circ$ . Поэтому средняя скорость западного дрейфа, рассчитанная исходя из различий в возрасте для отклонений, помеченных буквами, примерно равна  $0,15^\circ$  в год, что вполне сравнимо с оценками по картам недипольного поля, построенным для разных эпох (разд. 4.3.3).

**5.7.4. Напряженность палеомагнитного поля.** Происходившие в прошлом вариации напряженности геомагнитного поля исследовались с помощью археомагнитных измерений, в частности во Франции, Японии, Греции и Чехословакии. Классическую работу по изучению палеонапряженности первыми выполнили Телье и Телье [107] на обожженных кирпичках и гончарных изделиях установленного в археологии возраста. В настоящее время их метод широко применяется как стандартная методика.

Метод Телье основывается на концепции парциальной термоостаточной намагниченности (PTRM) (см. рис. 5.2). Для любого интервала температур от  $T_1$  до  $T_2$  парциальная термоостаточная намагниченность  $J_{L(T_2-T_1)}$ , приобретенная образцом в лабораторном поле  $F_L$ , должна находиться в определенной пропорциональной зависимости с PTRM  $J_{N(T_2-T_1)}$ , которая приобреталась в естественных условиях, когда порода первый раз охлаждалась с переходом через этот же интервал температур и приобретала намагниченность в древнем поле с напряженностью  $F_A$ . Поэтому палеонапряженность можно определить из соотношения

$$J_{N(T_2-T_1)} / J_{L(T_2-T_1)} = F_A / F_L. \quad (5.10)$$

В методе Телье требуются повторные нагревы и охлаждения, которые занимают очень много времени. В последние годы с разным успехом испытывались некоторые модифицированные методики, в которых требуется единичный нагрев [32, 68, 101]. В работе Бучи [16] обобщены первые результаты определения палеонапряженности, которые показывают, что за последние 2000 лет геомагнитное поле уменьшилось по напряженности примерно в 1,5 раза.

Новые результаты определения вариаций напряженности геомагнитного поля в юго-восточной Европе [69], которые основаны на археомагнитных измерениях на объектах, датированных возрастом до 8000 лет, позволяют обнаружить две важные особенности (рис. 5.32): 1) около 4000 лет назад дипольный момент Земли был значительно больше, чем в настоящее время, и 2) вариации напряженности геомагнитного поля имеют достаточно сложный характер и отражают наложение многих раз-

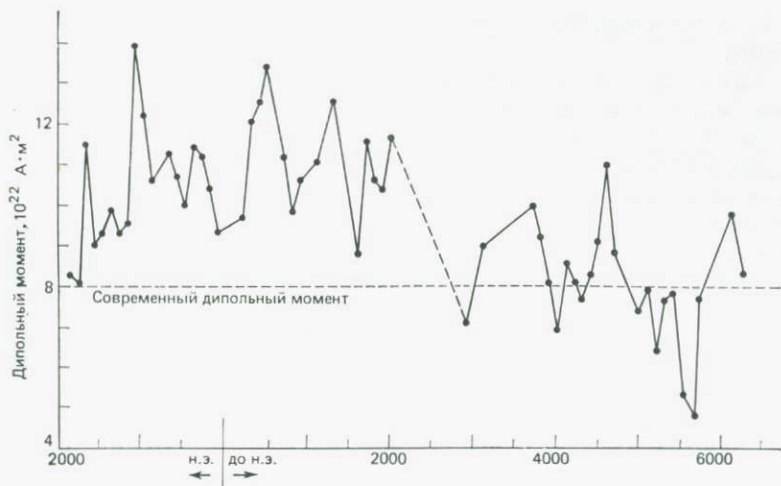


Рис. 5.32. Изменения дипольного момента Земли за последние 8000 лет по результатам измерений палеонапряженности на археологических образцах [69].

ных частот. Исследования Геймсом [38] археомагнитного поля в Египте с использованием высушенных на солнце глиняных кирпичей указывают на то, что в интервале между 2000 и 4000 лет назад напряженность поля изменялась почти в 4 раза.

**5.7.5. Палеомагнитная проверка гипотезы расширяющейся Земли.** Некоторые авторы [18, 19, 34, 91] выдвинули гипотезу о том, что в течение геологического времени Земля расширялась. В гипотезах расширения в общем предполагается, что площадь континентов осталась примерно постоянной, поэтому

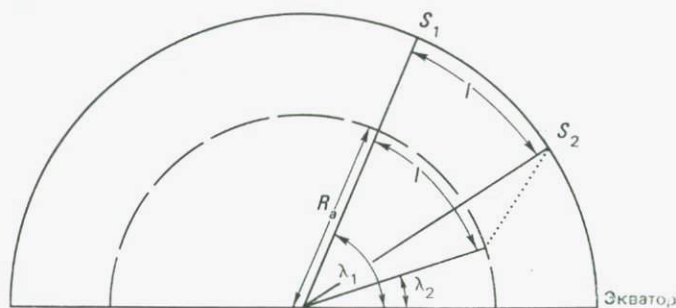


Рис. 5.33. Принцип палеомагнитного метода проверки гипотезы расширяющейся Земли. При увеличении радиуса Земли геоцентрический угол между двумя точками  $S_1$  и  $S_2$  должен уменьшаться со временем, что можно проверить определением палеоширот  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ . (Из [77] с изменениями.)

при радиальном расширении Земли выросли океанические бассейны.

Гипотезу изменяющегося радиуса Земли можно проверить палеомагнитным методом. Если площадь континентов в процессе расширения Земли не увеличивается, то расстояние между двумя участками на стабильной части одного континента должно оставаться одним и тем же. Поэтому если радиус Земли увеличивается, то геоцентрический угол между этими двумя участками должен уменьшаться. Если предполагать, что древнее поле Земли остается дипольным, то древний радиус  $R_a$  (рис. 5.33) Земли можно определить по формуле

$$R_a = \frac{l}{\lambda_1 - \lambda_2} = \frac{l}{\arctg(1/2 \operatorname{tg} I_1) - \arctg(1/2 \operatorname{tg} I_2)}, \quad (5.11)$$

где  $l$  — современное расстояние между широтными кругами (параллелями) этих двух участков, а  $I_1$  и  $I_2$  — наклоны полей остаточной намагниченности в породах одинакового возраста в этих районах.

Оценки древнего радиуса Земли, выполненные рядом исследователей [78, 110, 118] по позднепалеозойским и мезозойским палеомагнитным данным, показали, что значения  $R_a$  почти не отличались тогда от современного радиуса Земли. Эти результаты не согласуются со скоростями быстрого расширения по Кейри и др., но не являются достаточно точными для выявления небольшого сжатия или расширения Земли на несколько процентов в течение последних 400 млн. лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Allan T. D. Review of marine geomagnetism. *Earth Sci. Rev.*, **5**, 217—254, 1969.
2. Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro F. and Michel H. V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, **208**, 1095—1108, 1980.
3. Alvarez W., Arthur M. A., Fischer A. G., Lowrie W., Napoleone G., Premolisiva I. and Roggenthen W. M. Upper Cretaceous-Palaeocene geomagnetic reversal time scale. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **88**, 383—389, 1977.
4. Athavale R. N., Hansraj A. and Verma R. K. Palaeomagnetism and age of Bhandar and Rewa sandstones from India. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **28**, 499—509, 1972.
5. Banerjee S. K. Magnetization of the oceanic crust: Evidence from ophiolite complexes. *J. Geophys. Res.*, **85**, 3557—3566, 1980.
6. Banerjee S. K. The magnetic layer of the Oceanic Crust — How thick is it? *Tectonophysics*, **105**, 15—27, 1984.
7. Beck M. Discordant paleomagnetic pole positions as evidence of regional shear in the Western Cordillera of North America. *Am. J. Sci.*, **276**, 694—712, 1976.
8. Beck M. E., Jr. Palaeomagnetic record of the plate-margin tectonic processes along the western edge of North America. *J. Geophys. Res.*, **85**, 7115—7131, 1980.
9. Biquand D. and Prevot M. A.F. demagnetization of viscous remanent magnetization in rocks. *Z. Geophys.*, **37**, 471—485, 1971.

10. *Birkenmajer K., Krs M. and Nairn A. E. M.* A palaeomagnetic study of Upper Carboniferous rocks from the Inner Sudetic Basin and the Bohemian Massif. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **79**, 589—608, 1968.
11. *Blackett P. M. S.* Comparison of ancient climates with the ancient latitudes deduced from rock magnetic measurements. *Proc. Roy. Soc. Lond.*, **A263**, 1—30, 1961.
12. *Blakely R. J.* Statistical averaging of marine magnetic anomalies and the ageing of oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2289—2296, 1983.
13. *Briden J. C.* Recurrent continental drift of Gondwanaland. *Nature*, **215**, 1334—1339, 1967.
14. *Briden J. C.* Palaeolatitude distribution of precipitated sediments. In S. K. Runcorn (Editor), *Palaeogeophysics*. Academic Press, London, pp. 437—444, 1970.
15. *Briden J. C.* Evidence of complexity of the ancient geomagnetic field and some possible implications. *J. Earth Sci. Leeds*, **8**, 115—123, 1970.
16. *Bucha V.* Evidence for Changes in the Earth's magnetic field intensity. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A269**, 47—55, 1970.
17. *Bullard E. C., Everett J. E. and Smith A. G.* The fit of the continents around the Atlantic. In P. M. S. Blackett, E. Bullard and S. K. Runcorn (Editors), *Symposium on Continental Drift*. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A258**, 41—51, 1965.
18. *Carey S. W.* The tectonic approach to continental drift. In S. W. Carey (Editor), *Continental drift, a Symposium*. University of Tasmania, Hobart, pp. 177—355, 1958.
19. *Carey S. W.* *The Expanding Earth*. Elsevier, Amsterdam, 488 pp., 1976.
20. *Carmichael C. M. and Storevedt K. M.* Multicomponent magnetization of the Ordovician age younger gabbros, Aberdenshire, Scotland. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **67**, 199—215, 1981.
21. *Chevallier R.* L'aimantation des lavas de l'Etna et l'orientation du champ terrestre en Sicile due 12<sup>e</sup> et 17<sup>e</sup> siècle. *Ann. Phys.*, **4**, 5—162, 1925.
22. *Clark J., S. P.* *Structure of the Earth*. Prentice Hall, New Jersey, 131 pp., 1971.
23. *Collinson D. W.* The role of pigment and specularite in the remanent magnetism of red sandstones. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **38**, 253—264, 1974.
24. *Collinson D. W.* *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*. Chapman and Hall, London, 520 pp., 1983.
25. *Coney P. J., Jones D. L. and Monger J. W. H.* Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**, 329—333, 1980.
26. *Cox A.* Geomagnetic reversals. *Science*, **163**, 237—245, 1969.
27. *Creer K. M.* Long period geomagnetic secular variations since 12 000 yr BP. *Nature*, **292**, 208—212, 1981.
28. *Creer K. M. and Sanver M.* The use of the sun compass. In D. W. Collinson, K. M. Creer and S. K. Runcorn (Editors), *Methods in Palaeomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, pp. 11—15, 1967.
29. *Dalrymple G. B.* Potassium-argon dates of some Cenozoic volcanic rocks of the Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **74**, 379—390, 1963.
30. *Dietz R. S.* Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea-floor. *Nature*, **190**, 854—857, 1961.
31. *Domen H.* An experimental study on the unstable natural remanent magnetization of rocks as a palaeomagnetic fossil. *Bull. Fac. Educ. Yamaguchi Univ.* **18** (2), 1, 1969.
32. *Domen H.* A single heating method of palaeomagnetic field intensity determination applied to old roof tiles and rocks. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **13**, 315—318, 1977.
33. *Dunlop D. J. and Prevot M.* Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **69**, 763—802, 1982.
34. *Egyed L.* A new dynamic conception of the internal constitution of the earth. *Geol. Rundschau*, **46**, 101—121, 1957.

35. *Fahrig W. F., Gaucher E. H. and Larochelle A.* Palaeomagnetism of diabase of the Canadian shield. *Can. J. Earth Sci.*, **2**, 278—298, 1965.
36. *Fisher R. A.* Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc.*, **A217**, 295—305, 1953.
37. *Fuller M., Williams I. and Hoffman K. A.* Paleomagnetic records of geomagnetic field reversals and the morphology of the transitional fields. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 179—203, 1979.
38. *Games K. P.* The magnitude of the archeomagnetic field in Egypt between 3000 and 0 BC. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **63**(1), 45—56, 1980.
39. *Goree W. S. and Fuller M. D.* Magnetometers using R.F.-driven squids and their application in rock magnetism and paleomagnetism. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 591—608, 1976.
40. *Graham J. W.* The stability and significance of magnetism in sedimentary rock. *J. Geophys. Res.*, **54**, 131—167, 1949.
41. *Granar L.* Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Arkiv för Geofis.*, **3**, 1—40, 1958.
42. *Habicht J. K. A.* Palaeoclimates, palaeomagnetism and continental drift. *Am. Ass. Petrol. Geol. Studies Geol.*, No. 9, 29 pp., 1979.
43. *Hall J. M.* Major problems regarding the magnetisation of oceanic crustal layer 2. *J. Geophys. Res.*, **81**, 4223—4230, 1976.
44. *Harland W. B., Cox A., Llewellyn P. G., Pickton C. A. G., Smith A. G. and Walters R. A.* Geological Time Scale. Academic Press, London, 1982.
45. *Harrison C. G. A.* Magnetization of the oceanic crust. In C. Emiliani (Editor), *The Sea*, 7. Wiley-Interscience, New York, pp. 219—239, 1981.
46. *Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C. and LePichon X.* Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.*, **73**, 2119—2136, 1968.
47. *Heller F. and Petersen N.* Selfreversal explanation for the LaSchamp/Pæby geomagnetic field excursion. *Phys. Earth Planet Interiors*, **30**, 358—372, 1982.
48. *Hess H. H.* Evolution of ocean basins: Report to Office of Naval Research (ONR contract No. 1858(10)), 1960.
49. *Hess H. H.* History of ocean basins. In A. E. J. Engel, H. L. James and B. F. Leonard (Editors), *Petrologic Studies; A Volume to Honour A. F. Buddington*. *Geol. Soc. Am.*, 599—620, 1962.
50. *Holmes A.* Principles of Physical Geology. Thomas Nelson, London, 532 pp., 1944.
51. *Holmes A.* Principles of Physical Geology, 2nd Ed. Nelson, London, 1288 pp., 1965.
52. *Hospers J. and Van Andel S. I.* Palaeomagnetism and tectonics — a review. *Earth Sci. Rev.*, **5**, 5—44, 1969.
53. *Irving E.* Paleomagnetism and Its Applications to Geological and Geophysical Problems. John Wiley, New York, 399 pp., 1964.
54. *Irving E.* Palaeopoles and palaeolatitudes of North America and speculations about displaced terranes. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 669—694, 1979.
55. *Irving E.* Phanerozoic continental drift. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **24**, 197—204, 1981.
56. *Irving E. and McGlynn J. C.* On the coherence, rotation and palaeolatitudes of Laurentia in the Proterozoic. In A. Kröner (Editor), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 561—598, 1981.
57. *Irving E. and Pullaiah G.* Reversals of the geomagnetic field. Magnetostratigraphy and relative magnitude of palaeosecular variation in the Phanerozoic. *Earth Sci. Revs.*, **12**, 35—64, 1976.
58. *Johnson H. P.* Magnetization of the oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 215—226, 1979.
59. *Johnston M. J. S., Smith B. E. and Burford R. O.* Local magnetic field measurements and fault creep observations on the San Andreas fault. *Tectonophysics*, **64**, 45—57, 1980.
60. *Johnston M. J. S., Williams F. J., McWhirter J. and Williams B. E.* Tectono-

- magnetic anomaly during the southern Californian downwarp. *J. Geophys. Res.*, **84**, 6026—6030; 1979.
61. *Kawai N., Ito H. and Kume S.* Deformation of the Japanese Islands as inferred from rock magnetism. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **6**, 124—130, 1961.
  62. *Kent D. V., Honnorez B. M., Opdyke N. D. and Fox F. J.* Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **55**, 513—537, 1978.
  63. *Khan M. A.* The remanent magnetization of the basic Tertiary igneous rocks of Skye. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **3**, 45—62, 1960.
  64. *Храмов А. Н. и Шолюн Л. Е.* Палеомагнетизм. — Л.: Недра, 1967.
  65. *Kidd R. G. W.* A model for the process of formation of the upper oceanic crust. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **50**, 149—183, 1977.
  66. *Klootwijk C. T., Nazirullah R., Kess A., Jong D. and Ahmed H.* A paleomagnetic reconnaissance of northeastern Baluchistan, Pakistan. *J. Geophys. Res.*, **86**, 289—306, 1981.
  67. *Kobayashi K.* Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism. *J. Geomag. Geoelec.*, **10**, 99—117, 1959.
  68. *Kono M. and Ueno N.* Palaeointensity determination by a modified Thellier-method. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **13**, 305—314, 1977.
  69. *Kovacheva M.* Summarized results of the archaeomagnetic investigations of the geomagnetic field variations for the last 8000 years in south-eastern Europe. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **61**, 57—64, 1980.
  70. *Kristjansson L.* Some statistical properties of paleo-magnetic directions in Icelandic lava flow. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **80**, 57—71, 1985.
  71. *Larochelle A.* Palaeomagnetism of the Abitibi dyke swarm. *Can. J. Earth Sci.*, **3**, 671—683, 1966.
  72. *Larson R. L. and Hilde T. W. C.* A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *J. Geophys. Res.*, **80**, 2586—2594, 1975.
  73. *Lowrie W.* Geomagnetic reversals and Ocean crust magnetization. In M. Talwani, C. G. A. Harrison and D. E. Hays (Editors), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust (Maurice Ewing Series, Vol. 2)*, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 135—150, 1979.
  74. *Lowrie W.* A revised magnetic polarity timescale for the Cretaceous and Cenozoic. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A306**, 129—136, 1982.
  75. *Lowrie W. and Kent D. V.* Characteristics of VRM in oceanic basalts. *J. Geophys.*, **44**, 317—332, 1978.
  76. *Mankinen E. A. and Dalrymple G. B.* Revised geomagnetic polarity timescale for the interval 0—5 m.y. B.P. *J. Geophys. Res.*, **84**, 615—626, 1979.
  77. *McElhinny M. W.* Paleomagnetism and plate tectonics. Cambridge University Press, 358 pp., 1973.
  78. *McElhinny M. W., Taylor S. R. and Stevenson D. J.* Limits to expansion of Earth, Moon, Mars and Mercury and to changes in the gravitational constant. *Nature*, **271**, 316—321, 1978.
  79. *Merrill R. T.* Toward a better theory of thermal remanent magnetization. *J. Geophys. Res.*, **86**, 937—949, 1981.
  80. *Merrill R. T. and McElhinny M. W.* The Earth's Magnetic Field. Academic Press, London, 401 pp., 1983.
  81. *Morel P. and Irving E.* Tentative paleocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic. *J. Geol.*, **86**, 535—561, 1978.
  82. *Mörner N. A., Lanser J. P. and Hospers J.* Late Weichselian paleomagnetic reversal. *Nature Phys. Sci.*, **234**, 173—174, 1971.
  83. *Nagata T.* *Rock Magnetism*. Maruzen Publishing Co., Tokyo, 350 pp., 1961. [Русский перевод: Нагата Т. Магнетизм горных пород. — М.: Мир, 1965.]
  84. *Neel L.* Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Physics*, **4**, 191—243, 1955.
  85. *Nevalinna H. and Pesonen L. J.* Late Precambrian Keweenawan asymmet-

- rical properties as analyzed by axial offset dipole geomagnetic models. *J. Geophys. Res.*, **88**, 645—658, 1983.
86. *Ninkovich D., Opdyke N. D., Heezen B. C. and Foster J. H.* Palaeomagnetic stratigraphy, rates of deposition and tephrochronology in North Pacific deep-sea sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 476—492, 1966.
  87. *Officer C. B. and Drake C. L.* The Cretaceous-Tertiary transition. *Science*, **219**, 1383—1390, 1983.
  88. *Opdyke N. D.* The paleomagnetism of oceanic cores. In R. A. Phinney (Editor), *The History of the Earth's Crust*. Princeton University Press, pp. 61—72, 1968.
  89. *O'Reilly W.* Rock and Mineral Magnetism. Blackie Publishing Group, Glasgow, U.K., 254 pp., 1984.
  90. *Ouliac N.* Removal of secondary magnetization from natural remanent magnetization of sedimentary rocks: Alternating field or thermal demagnetization technique? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 65—70, 1976.
  91. *Owen H. G.* Continental displacement and expansion of the Earth during Mesozoic and expansion of the Earth during Mesozoic and Cenozoic. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A281**, 223—291, 1976.
  92. *Park J. K.* Acid leaching of red beds and the relative stability of the red and black magnetic components. *Can. J. Earth Sci.*, **7**, 1086, 1970.
  93. *Peterson J. J., Fox P. J. and Schreiber E.* Newfoundland ophiolites and the geology of the ocean layer. *Nature*, **247**, 194—196, 1974.
  94. *Piper J. D. A.* Proterozoic crustal distribution, mobile belts and apparent polar movements. *Nature*, **251**, 381—384, 1974.
  95. *Piper J. D. A.* The Precambrian palaeomagnetic record: The case for the Proterozoic continent. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 61—89, 1982.
  96. *Prasad S. N. and Sharma P. V.* Palaeomagnetism of the Nexø sandstone from Bornholm Island, Denmark. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **54**, 669—680, 1978.
  97. *Ross C. A.* (Editor). Palaeographic provinces and provinciality. *Soc. Econ. Palaeon. Mineral. Spec. Publ.* 21, 1974.
  98. *Runcorn S. K.* Palaeomagnetic comparisons between Europe and North America. *Proceed. Geol. Assoc. Can.*, **8**, 77—85, 1956.
  99. *Slater J. G. and Cox A.* Palealtitudes from Joides, deep-sea sediment cores. *Nature*, **5242**, 934—935, 1970.
  100. *Sharma P. V.* Magnetic properties of some Tertiary basalts from west Greenland. *Pure Appl. Geophys.*, **114**, 195—206, 1976.
  101. *Shaw J.* A new method of determining the magnitude of the palaeomagnetic field. Application to five historic lavas and five archaeological samples. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **39**, 133—141, 1974.
  102. *Smith A. G. and Briden J. C.* Mesozoic and Cenozoic Palaeocontinental maps. Cambridge, U.K., 63 pp., 1977.
  103. *Storetvedt K. M. and Markhus L. A.* Multivectorial magnetization in late Palaeozoic volcanics from north Sardinia; partial remagnetization and rotation. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **53**, 245—257, 1978.
  104. *Sugiura N.* A new model for the acquisition of thermoremanence by multi-domain magnetite. *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 689—704, 1981.
  105. *Tarling D. H.* Principles and Applications of Paleomagnetism. Chapman and Hall, London, 164 pp., 1971.
  106. *Tarling D. H.* Palaeomagnetism. Chapman and Hall, London, 379 pp., 1983.
  107. *Thellier E. and Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passe historique et géologique. *Ann. Geophys.*, **15**, 285—376, 1959.
  108. *Thompson R.* A comparison of geomagnetic field behaviour as recorded by historical, archaeomagnetic and palaeolimnological data. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A303**, 103—112, 1982.
  109. *Vacquier V.* Geomagnetism in Marine Geology. Elsevier, Amsterdam,

- 185 pp., 1972. [Русский перевод: В. Вакье. Геомagnetизм в морской геологии. — М.: Недра, 1976.]
110. *Van Andel S. I. and Hospers J.* A statistical analysis of ancient earth radii calculated from palaeomagnetic data. *Tectonophysics*, **6**, 491—497, 1968.
  111. *Van den Berg J.* New palaeomagnetic data from the Iberian Peninsula. *Geol. Mijnb.*, **59**, 49—60, 1980.
  112. *Van der Voo R.* Palaeomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, **7**, 5—56, 1969.
  113. *Van der Voo R. and Channell J. E. T.* Palaeomagnetism in Orogenic belts. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 455—481, 1980.
  114. *Vine F. J.* Spreading of the ocean floor: New evidence. *Science*, **154**, 1405—1415, 1966.
  115. *Vine F. J.* Sea-Floor Spreading. *In Understanding the Earth*, Open University Press, Bletchley, pp. 233—249, 1972.
  116. *Vine F. J. and Matthews D. H.* Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature*, **199**, 947—949, 1963.
  117. *Walker G. P. L.* Intrusive sheet swarms and the identity of crustal layer 3 in Iceland. *J. Geol. Soc.*, **131**, 143—161, 1975.
  118. *Ward M. A.* On detecting changes in the Earth's radius. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **8**, 217—225, 1963.
  119. *Watkins N. D.* Non-dipole behaviour during an Upper Miocene geomagnetic polarity transition in Oregon. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **17**, 121—149, 1969.
  120. *Watkins N. D. and Haggerty S. E.* Oxidation of magnetic polarity in single Icelandic lavas and dykes. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **15**, 305—315, 1968.
  121. *Wegener A.* The origin of Continents and Oceans (English translation, 1966 by J. Birman). Dover Publishing, New York, 246 pp., 1928. [Русский перевод: Вегенер А. Происхождение материков и океанов. «Современные проблемы естествознания», кн. 24. — М.: Госиздат, 1925.]
  122. *Wilson J. T.* Mantle plumes and plate motions. *Tectonophysics*, **19**, 149—164, 1973.
  123. *Wilson R. L.* Palaeomagnetism and rock magnetism. *Earth Science Rev.*, **1**, 175—212, 1966.
  124. *Wilson R. L.* Permanent aspects of the earth's non-dipole magnetic field over Upper Tertiary times. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **19**, 417—437, 1970.
  125. *Wilson R. L.* Dipole-offset—the time-average palaeomagnetic field over the past 25 million years. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **22**, 491—504, 1971.

## 6. Электрические методы

### 6.1. Введение

Использовать электрический ток для исследования геологического разреза можно разными способами. Наиболее широко распространен метод, в котором через пару электродов в землю вводится электрический ток, а с помощью другой пары электродов, соединенных с чувствительным вольтметром, на поверхности оценивается распределение потенциалов, созданное этим током. Зная расстояние между токовыми электродами, по величине приложенного тока, можно рассчитать распределение потенциалов и пути протекания тока, если разрез однороден. Аномальные условия или неоднородности в разрезе, например слои с более высокой или более низкой проводимостью, выявляются по отклонению ими линий тока и нарушению нормального потенциального поля. В этом по существу и состоит принцип измерения вариаций *удельного электрического сопротивления* (величины, обратной удельной проводимости) в геологическом разрезе. В 1920-х годах методика исследований была разработана К. Шлюмберже, проводившим первые эксперименты такого рода в Нормандии.

В природе встречаются и другие, более сложные электрические эффекты, создающие потенциалы, отличные от тех, которые обусловлены простой омической проводимостью. Например, за счет электрохимических реакций между минералами и растворами, с которыми они контактируют, могут возникать электрические потенциалы. Чтобы оценить характер распределения таких самопроизвольно возникающих потенциалов минерализации, внешние токи не нужны. Определение таких потенциалов составляет основу метода *естественного поля*, применяемого для поисков и разведки рудных залежей, например пиритов. Кроме того, под действием тока от внешнего источника иногда на границах раздела между некоторыми минералами накапливаются электрические заряды. На этом явлении основан метод *вызванной поляризации*, предназначенный для поисков вкрапленных руд и глинистых минералов. Естественные (теллурические) токи, распространяющиеся в Земле, также создают медленно меняющееся электрическое поле. Предполагается, что эти токи возбуждаются внутри Земли ионосферными токами и в общем могут проникать глубоко в земную кору.

Основы различных геоэлектрических методов изложены, например, в книгах Парасниса [26], Телфорда и др. [35]. Теория электрических методов рассмотрена в работах [18, 21, 28].

Целью настоящей главы является описание теоретических принципов и способов практического применения электрических методов, важнейшим из которых является метод сопротивлений. Кроме того, будут приведены некоторые примеры применения этих методов для решения геологических задач.

## 6.2. Удельное сопротивление горных пород и минералов

Способность материала оказывать сопротивление прохождению электрического тока обычно характеризуется его удельным сопротивлением. Если сопротивление между торцами проводящего цилиндра длиной  $l$  с площадью поперечного сечения  $A$  равно  $R$ , то его удельное сопротивление выражается в виде

$$\rho = RA/l. \quad (6.1)$$

Единицей удельного электрического сопротивления в Международной системе единиц (СИ) является омметр (Ом·м). Удельная проводимость  $\sigma$  ( $=1/\rho$ ) материала определяется как величина, обратная его удельному сопротивлению, и измеряется в сименсах на метр (См/м).

Проводимость большинства пород по существу является электролитической. Это происходит потому, что зерна большинства минералов (за исключением руд металлов и глинистых минералов) представляют собой изоляторы, а ток проводится благодаря воде, находящейся в порах и трещинах. Поэтому удельное сопротивление толщи горных пород обычно зависит от удельного сопротивления содержащегося в них электролита и обратно пропорционально пористости и степени насыщения жидкостью. В общем случае горные породы, не содержащие жидкой фазы, являются плохими проводниками электричества, но проводимость может осуществляться по мелким и крупным трещинам. В пористых осадочных породах удельное сопротивление определяется степенью насыщения и природой поровых электролитов. Удельное сопротивление таких пород  $\rho$  при полном их насыщении водой с удельным сопротивлением  $\rho_w$  пропорционально этому значению  $\rho_w$ , так что отношение  $F = \rho/\rho_w$  (называемое относительным сопротивлением пласта) для определенной формации, как правило, постоянно.

Таким образом, удельное сопротивление представляет собой параметр, очень сильно изменяющийся не только между формациями, но и в пределах одной и той же формации. Общей корреляции литологии с удельным сопротивлением не имеется. Тем не менее в общем породе все же можно классифицировать по



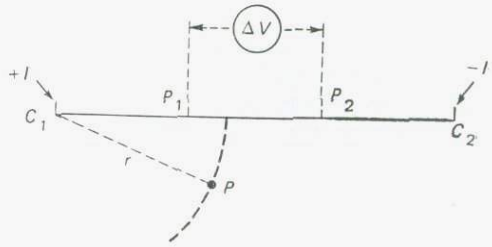


Рис. 6.2. К вычислению распределения потенциалов, создаваемого источником тока в однородной среде.

делению (уравнение (6.1))  $R = \rho l/A$ , а поэтому уравнение (6.2) можно переписать в виде

$$\Delta V/l = \rho I/A, \quad (6.3)$$

или

$$\text{grad } V = \rho i, \quad (6.4)$$

где  $\text{grad } V$  означает градиент потенциала, а  $i$  — плотность тока на единицу площади поперечного сечения.

Следующим шагом в развитии теории является определение потенциалов в однородной среде, созданных точечным источником тока. Рассмотрим проводящее полупространство с постоянным удельным сопротивлением, ограниченное земной поверхностью, и примем, что в точке  $C_1$  на поверхности вводится ток силой  $+I$  (рис. 6.2). Этот ток будет радиально растекаться от точки ввода, а его распределение в любой момент времени будет однородным на любой полусферической поверхности (с центром в точке  $C_1$ ) в проводящем полупространстве с удельным сопротивлением  $\rho$ .

На расстоянии  $r$  от источника плотность тока  $i$  равна

$$i = I/2\pi r^2. \quad (6.5)$$

Градиент потенциала  $-\partial V/\partial r$ , связанный с этим током, определяется уравнением (6.4), которое при использовании уравнения (6.5) можно записать в виде

$$\frac{-\partial V}{\partial r} = \rho i = \rho I/2\pi r^2. \quad (6.6)$$

Потенциал на расстоянии  $r$  (например, в точке  $P$  на рис. 6.2) получается интегрированием уравнения (6.6) и равен

$$V = I\rho/2\pi r. \quad (6.7)$$

Это уравнение является основным в теории электроразведки и позволяет вычислять распределение потенциалов в однородном проводящем полупространстве. На рис. 6.3 показаны такое распределение потенциалов и линии тока в однородном проводящем полупространстве, созданные парой токовых электродов.

На этом рисунке также иллюстрируется изменение формы токовых линий, вызванное присутствием хорошо проводящего тела.

Уравнение (6.7) сразу позволяет видеть, что разность потенциалов между точками  $P_1$  и  $P_2$  (рис. 6.2), созданная током  $+I$  в «источнике» (точка входа тока  $C_1$ ), равна

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{C_1P_1} - \frac{1}{C_1P_2} \right). \quad (6.8)$$

Таким же образом разность потенциалов между точками  $P_1$  и  $P_2$ , созданная током  $-I$  в месте «стока» (точка выхода тока  $C_2$ ), равна

$$\Delta V = -\frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{C_2P_1} - \frac{1}{C_2P_2} \right). \quad (6.9)$$

Следовательно, общая разность потенциалов между точками

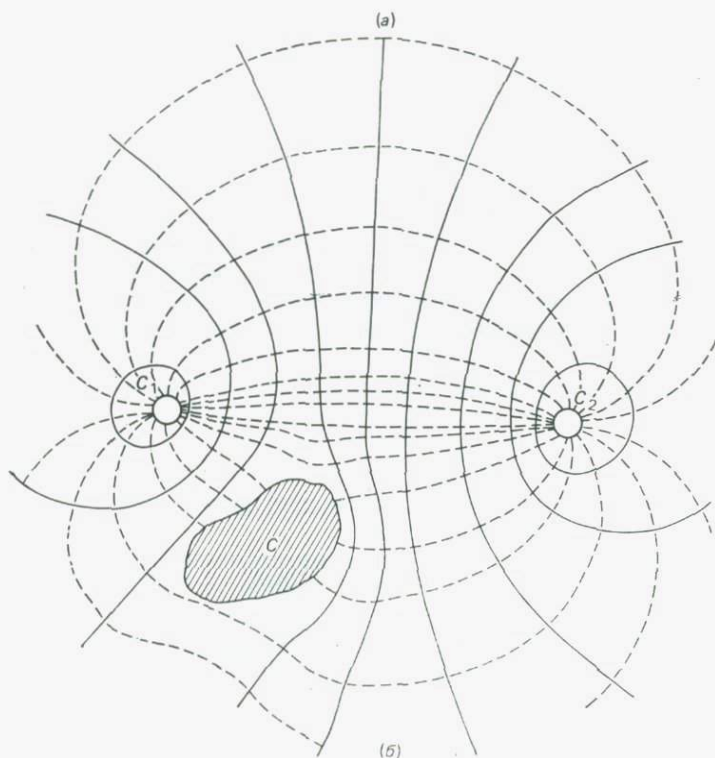


Рис. 6.3. Схема, показывающая в плане линии тока (пунктирные) и эквипотенциальные линии (сплошные) между двумя точечными электродами ( $C_1$ ,  $C_2$ ) в земле. (а) Распределение в однородной среде; (б) возмущение, созданное проводящей зоной [9].

$P_1$  и  $P_2$  определяется суммой правых частей уравнений (6.8) и (6.9), т. е.

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{C_1 P_1} - \frac{1}{C_1 P_2} - \frac{1}{C_2 P_1} + \frac{1}{C_2 P_2} \right), \quad (6.10)$$

или

$$\rho = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \frac{1}{G}, \quad (6.11)$$

где величина  $G$  сокращенно обозначает выражение в скобках и представляет собой геометрический коэффициент электроразвдочной электродной установки.

Значение  $\rho$ , определенное таким образом для однородной проводящей среды, не зависит от положений электродов и не изменяется при взаимной замене положений токовых и потенциальных электродов.

**6.3.2. Кажущееся и истинные удельные сопротивления.** Уравнение (6.11) можно использовать для расчета истинного удельного сопротивления проводящего полупространства при том условии, что это полупространство является идеально однородным. Для неоднородного полупространства удельное сопротивление, рассчитанное с помощью уравнения (6.11), изменяется при изменении положения электродов (например, когда токовые электроды перемещаются, в то время как потенциальные остаются неподвижными). Но даже если данная электродная установка перемещается в целом, то при условии латеральных изменений удельного сопротивления для каждого положения этой установки может получаться отличное значение  $\rho$ . Поэтому удельное сопротивление, полученное из уравнения (6.11) для неоднородного полупространства, называется *кажущимся* удельным сопротивлением ( $\rho_k$ ).

Кажущееся удельное сопротивление является формальным, достаточно искусственным параметром, и его нельзя рассматривать как своего рода среднее значение удельных сопротивлений, характеризующих различные части неоднородного разреза. Тем не менее этот параметр очень полезен при практическом применении метода сопротивлений для исследований геологического разреза. Но для выполнения правильной интерпретации параметра  $\rho_k$  всегда нужно иметь сведения о той электродной установке, с помощью которой проводились измерения.

**6.3.3. Распределение потенциала и тока при переходе через границу.** На границе между двумя средами с различными удельными сопротивлениями потенциал изменяется непрерывно, а линии тока при пересечении этой границы преломляются по закону тангенсов. В обозначениях, использованных на рис. 6.4, этот

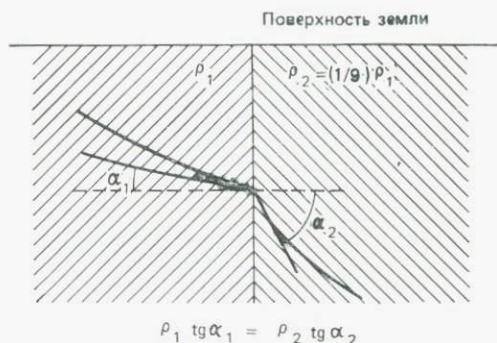


Рис. 6.4. Преломление токовых линий при пересечении границы между двумя средами с различными удельными сопротивлениями [22].

закон преломления токовых линий можно записать в виде

$$\rho_1 \operatorname{tg} \alpha_1 = \rho_2 \operatorname{tg} \alpha_2. \quad (6.12)$$

Если  $\rho_2 < \rho_1$ , то линии тока будут преломляться так, что угол между ними и нормалью к границе в точке преломления будет во второй среде больше, чем в первой. Результат преломления токовых линий состоит в том, что около границы происходит заметное разрежение или сгущение этих линий по сравнению с их нормальным радиальным распределением (рис. 6.3).

Влияние границы, разделяющей две среды с различными электрическими свойствами, состоит не только в преломлении линий тока. Граница оказывает влияние и на общее распределение потенциалов и прохождение тока в среде вокруг токового электрода. Решение для простого случая двух слоев можно получить методом зеркальных отражений.

Рассмотрим источник тока  $I$ , расположенный в точке  $S$  в первом слое (с сопротивлением  $\rho_1$ ), имеющем полубесконечную протяженность и ограниченном сверху горизонтальной земной поверхностью (рис. 6.5) и справа вертикальной границей, которая отделяет его от другого такого же слоя, но с удельным сопротивлением  $\rho_2$ . По аналогии с оптикой потенциал в любой точке  $P$  представляет собой сумму двух слагаемых: потенциала, созданного источником в точке  $S$ , и потенциала, обусловленного отражением от границы слоя с сопротивлением  $\rho_2$ , т. е. как бы создаваемого мнимым источником  $S'$ . Если уменьшение «ярко-

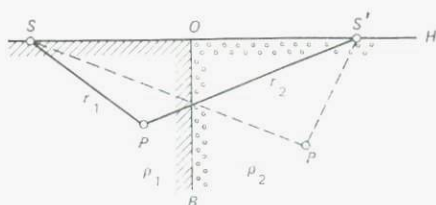


Рис. 6.5. Метод зеркальных отражений для расчета распределения электрических потенциалов в двух средах с различными удельными сопротивлениями ( $\rho_1$ ,  $\rho_2$ ).  $H$  — земная поверхность,  $B$  — вертикальная граница.

сти» мнимого источника в точке  $S'$  определяется коэффициентом  $k$  (сходным с коэффициентом отражения в оптике), то по аналогии потенциал в точке  $P$  определяется выражением

$$V_{1(P)} = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2} \right). \quad (6.13)$$

В случае когда точка  $P$  находится во втором слое ( $\rho_2$ ), результат наблюдений в этой точке, согласно аналогии, соответствует количеству энергии, прошедшей через границу, от источника  $S$ . Поскольку через эту границу проходит только часть энергии ( $1-k$ ), то потенциал во втором слое определяется выражением

$$V_{2(P)} = \frac{I\rho_2}{2\pi} \left( \frac{1-k}{r_1} \right). \quad (6.14)$$

Непрерывность потенциала требует, чтобы на границе (где  $r_1=r_2$ ) потенциал  $V_{1(P)}$  был равен потенциалу  $V_{2(P)}$ . Приравнявая уравнения (6.13) и (6.14), мы получаем

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{1-k}{1+k}, \quad \text{или} \quad k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}. \quad (6.15)$$

Значение коэффициента уменьшения интенсивности  $k$  всегда находится в интервале  $\pm 1$ ; если второй слой обладает бесконечным удельным сопротивлением ( $\rho_2 = \infty$ ), то  $k = +1$ , а если он является идеально проводящим ( $\rho_2 = 0$ ), то  $k = -1$ . Когда  $\rho_2 = \rho_1$ , электрическая граница отсутствует, а  $k = 0$ , как и можно было ожидать.

Полученные выше уравнения (6.13) и (6.14) справедливы для отдельного точечного источника тока  $+I$ . Влияние другого источника тока  $-I$  (второго токового электрода) вычисляется сходным образом, а общий потенциал в каждом слое определяется суперпозицией.

Теперь представим себе, что условия, показанные на рис. 6.5, изменяются. Если граница, разделяющая два слоя, горизонтальна (а не вертикальна), то задача усложняется тем, что в этом случае имеются уже три слоя, причем третьим слоем является воздух. Тогда источник тока, расположенный на земной поверхности, создает бесконечное число мнимых «отраженных источников». Такая ситуация в некоторой степени аналогична ситуации с источником света (например, свечой), помещенным между двумя параллельными зеркалами. Возникающий в результате потенциал, например в точке на земной поверхности, представляет собой сумму потенциалов, обусловленных источником тока и бесконечным рядом его отражений. Хотя выражение для потенциала в этом случае и достаточно длинное, но при вычислениях оно обладает быстрой сходимостью. Сложности

вычислений возрастают с увеличением числа слоев, и для расчета многослойного случая почти всегда необходима ЭВМ.

Детальное описание расчета теоретических кривых  $\rho_k$  для многослойного разреза не входит в задачи данной книги. Изящный и быстрый метод вычисления кажущихся сопротивлений для горизонтально-слоистого разреза описан в работе Гхоша [11]. Палеточные кривые  $\rho_k$  в случае двух-, трех- и четырех-слойных разрезов для установки Шлюмберже приведены в работе [24]; в эту работу включены также палеточные таблицы  $\rho_k$  для установки Веннера.

#### 6.4. Расположение электродов и методика полевых работ

**6.4.1. Электродные установки.** Для полевых работ предложен ряд различных электродных установок. Некоторые линейные расстановки электродов, применяемые чаще всего, показаны на рис. 6.6.

В установке Веннера четыре электрода располагаются вдоль прямой через равные интервалы. Расстояние между соседними электродами называется интервалом установки  $a$ . У этой установки уравнение (6.11) для вычисления кажущегося сопротивления сводится к виду

$$\rho_k = 2\pi a \cdot \Delta V / I. \quad (6.16)$$

В обобщенной установке Шлюмберже расстояние между потенциальными электродами ( $2l$ ) мало в сравнении с расстоянием между токовыми электродами ( $2L$ ). Если  $L \geq 5l$ , то уравнение



Рис. 6.6. Некоторые электродные установки, часто используемые в исследованиях методом сопротивлений. Символы  $C_1$ ,  $C_2$  и  $P_1$ ,  $P_2$  обозначают положения токовых и потенциальных электродов соответственно.

(6.11) для вычисления кажущегося сопротивления аппроксимируется выражением

$$\rho_h \approx \frac{\pi}{2l} \frac{(L^2 - x^2)^2}{L^2 + x^2} \frac{\Delta V}{I}, \quad (6.17)$$

где  $x$  — расстояние между точкой измерений (средней точкой между потенциальными электродами) и серединой отрезка  $C_1C_2$ .

В симметричной установке Шлюмберже  $x=0$  и формула для вычисления кажущегося сопротивления упрощается, принимая вид

$$\rho_k \approx \frac{\pi L^2}{2l} \frac{\Delta V}{I} = \frac{\pi L^2}{I} \frac{\Delta V}{\Delta r}, \quad (6.18)$$

где очевидно, что  $\Delta V/\Delta r$  — градиент потенциала на поверхности, т. е. напряженность электрического поля  $E$  в точке измерений.

В так называемой двухдипольной установке потенциальные электроды  $P_1P_2$  находятся вне токовых электродов  $C_1C_2$ , причем каждая пара электродов имеет постоянный разнос  $a$ . Если расстояние  $na$  между этими двумя парами электродами относительно велико, то источник поля можно рассматривать как электрический диполь (аналогичный магнитному диполю). Тогда уравнение для вычисления кажущегося сопротивления принимает вид

$$\rho_k \approx \pi n(n+1)(n+2)a \cdot \Delta V/I. \quad (6.19)$$

Для глубинных электрических зондирований, в частности в СССР, используются также неколлинеарные дипольные установки.

Хотя возможны и другие конфигурации, в которых иногда меньше четырех электродов, но они не имеют широкого применения. Чаще всего используются установки Веннера и Шлюмберже.

Целью съемки методом сопротивлений является прослеживание как горизонтальных, так и вертикальных границ сред с различными удельными сопротивлениями в неоднородном разрезе. На практике это осуществляется двумя различными способами, называемыми электрическим зондированием и электропрофилированием.

**6.4.2. Электрическое зондирование.** Когда разрез состоит из ряда более или менее горизонтальных слоев, желательно знать распределение удельного сопротивления по вертикали. Электрические зондирования выполняют для получения представлений об изменениях удельного сопротивления с глубиной под данной точкой земной поверхности и корреляции этих изменений с имеющейся геологической информацией, с тем чтобы можно было делать выводы о глубинах и удельных сопротивлениях присут-

ствующих в разрезе слоев (формаций). Эта методика основана на том факте, что с увеличением расстояния между токовыми электродами ток проникает в землю все глубже. На примере двухслойного разреза это иллюстрирует рис. 6.7. Когда расстояние между токовыми электродами  $C_1C_2$  мало по сравнению с мощностью верхнего слоя  $h$ , кажущееся сопротивление, определенное по результатам измерения  $\Delta V$  между потенциальными электродами  $P_1P_2$ , практически равно удельному сопротивлению  $\rho_1$  верхнего слоя. Это происходит потому, что лишь очень малая часть тока проникает в слой ниже границы. Когда расстояние между токовыми электродами увеличивается, все большая доля тока проникает глубже границы, причем на этой границе изменяется и форма токовых линий. При разносах электродов, очень больших по сравнению с  $h$ , кажущееся сопротивление приближается к  $\rho_2$ , поскольку часть тока, остающаяся в приповерхностном слое, становится пренебрежимо малой.

На рис. 6.8 приведены типичные двух- и трехслойные кривые изменения кажущегося сопротивления в зависимости от разноса токовых электродов для случая электрического зондирования установкой Шлюмберже. При этом потенциальные электроды остаются неподвижными, а токовые симметрично и дискретно размещаются все дальше от точки наблюдений.

При электрическом зондировании установкой Веннера (см. рис. 6.6) увеличивается интервал установки  $a$ , средняя же точ-

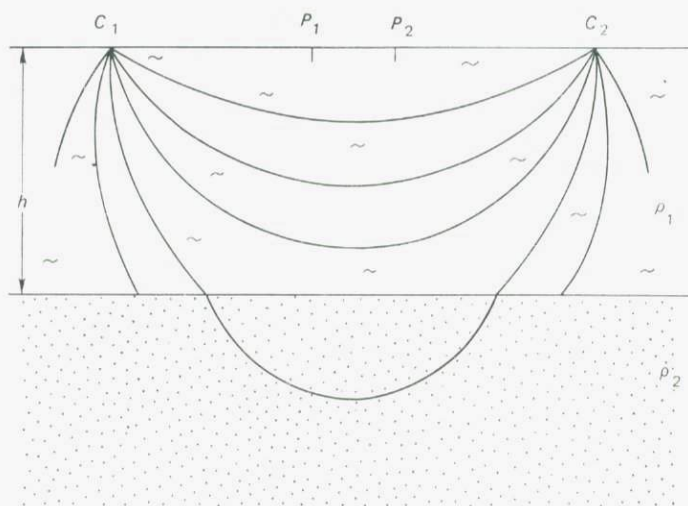


Рис. 6.7. Принцип электрического зондирования. При малом разносе токовых электродов ( $C_1C_2 < h$ ) ток течет практически целиком в приповерхностном слое ( $\rho_1$ ). С увеличением разноса  $C_1C_2$  все большая часть тока проникает глубже в подстилающую среду ( $\rho_2$ ).

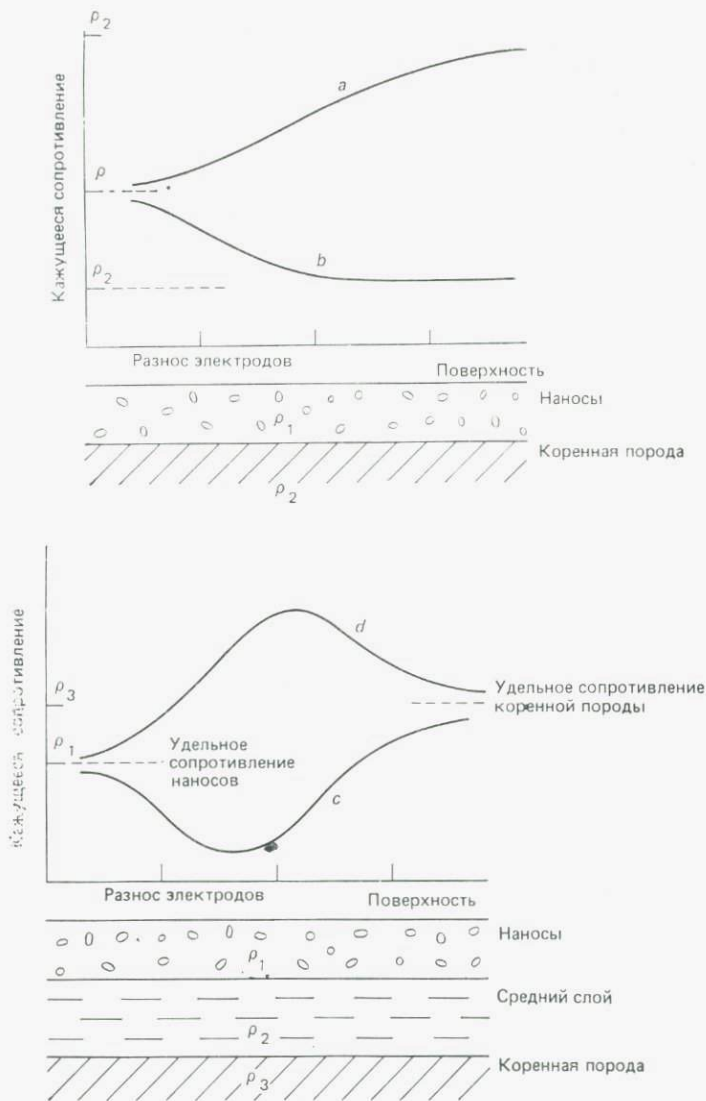


Рис. 6.8. Схематические кривые электрического зондирования над горизонтально-слоистой средой. Кривые кажущихся сопротивлений ( $\rho_k$ ) показаны для следующих случаев: *a* —  $\rho_2 > \rho_1$ ; *b* —  $\rho_1 > \rho_2$ ; *c* —  $\rho_3 > \rho_1 > \rho_2$  и *d* —  $\rho_2 > \rho_3 > \rho_1$  [26]. Имеются и другие разновидности трехслойных кривых, например для случаев  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$  или  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ .

ка установки фиксируется. Как правило, используются следующие интервалы установки:  $a=2; 6; 18; 54; \dots; m$ . Хотя кривые кажущегося сопротивления для зондирования установкой Веннера (зависимость  $\rho_k$  от  $a$ ) имеют ту же общую форму, что и для установки Шлюмберже, одни кривые отличаются от других в деталях.

В настоящее время при зондированиях методом сопротивлений чаще используется установка Шлюмберже. В ней перемещаются только два электрода, и поэтому ее удобнее использовать в поле, чем установку Веннера. Кроме того, поскольку потенциальные электроды остаются неподвижными, влияние приповерхностных неоднородностей около них (вследствие почвенных условий, выветривания и т. п.) остается постоянным для всех наблюдений.

**6.4.3. Электропрофилирование.** Если слои или границы вертикальны, а не горизонтальны, то используется другая методика (так называемое электрическое профилирование). Целью элек-

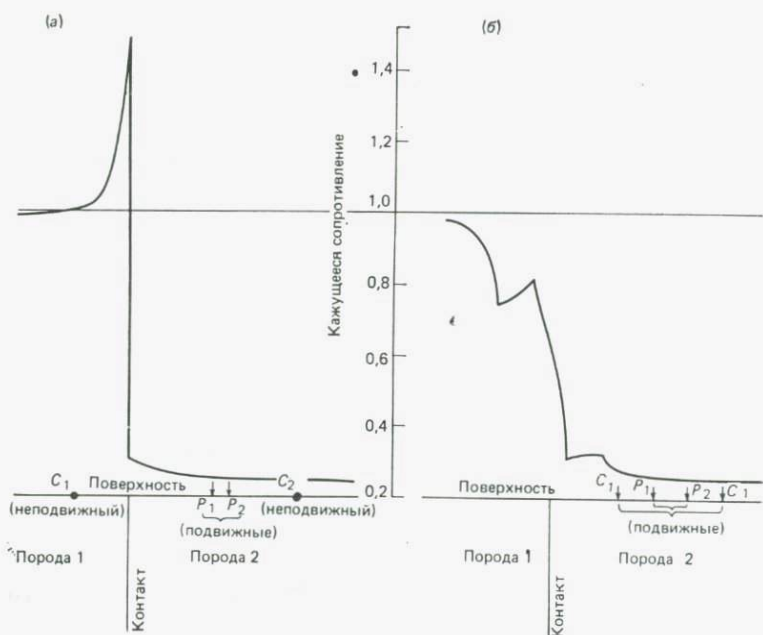


Рис. 6.9. Изменения кажущегося сопротивления при пересечении вертикального контакта между двумя типами пород с использованием различных электродных установок. Порода 1 имеет сопротивление, в четыре раза большее, чем порода 2. Кривая  $\rho_k$  для установки Шлюмберже (а) имеет больший градиент, чем для установки Веннера (б) [26].

тропрофилеирования является обнаружение латеральных изменений удельного сопротивления в геологическом разрезе.

В методе электропрофилеирования Шлюмберже (см. рис. 6.9, а) токовые электроды остаются неподвижными и находятся на относительно большом расстоянии (скажем, несколько сотен метров) друг от друга, а потенциальные электроды с малым постоянным разносом ( $P_1P_2$ ) перемещаются между  $C_1$  и  $C_2$ . Значение  $\rho_K$  рассчитывается с помощью уравнения (6.17) для каждого положения подвижной пары потенциальных электродов. В конце профиля установка переносится на соседнюю линию и т. д., пока не перекрывается вся исследуемая площадь. Обычно линии профилей прокладываются под прямыми углами к предполагаемому простиранию структур, которые будут картироваться (например, разломов, даек), так что от профиля к профилю можно ожидать в какой-то степени сходных результатов.

В методе электропрофилеирования Веннера (рис. 6.9, б) четырехэлектродная установка с заданным интервалом  $a$  передвигается в целом вдоль линии измерений по точкам на заранее выбранном расстоянии друг от друга (скажем, 10—20 м). Выбор интервала установки  $a$  зависит главным образом от глубины исследуемой структуры (или структур) с аномальным удельным сопротивлением. На рис. 6.9 показаны две кривые, полученные установками электропрофилеирования Шлюмберже и Веннера при переходе через вертикальный контакт между двумя геологическими формациями. Кривая для установки Веннера отличается тем, что имеет четыре излома; однако в реальных условиях изломы могут не наблюдаться, если измерения выполняются не при очень малых расстояниях между точками наблюдений.

Крутые наклоны кривой кажущегося сопротивления характерны для структур с почти вертикальными границами, таких, как разломы, дайки и жилы. Для всех практических целей отклонение угла падения границы от вертикали даже на  $30^\circ$  почти не изменяет эти результаты.

## 6.5. Приборы для исследований методом сопротивлений

Полевые геофизические исследования методом сопротивлений выполняются с помощью простого оборудования, состоящего из источника тока (комплекта высоковольтных батарей), четырех металлических штырей, миллиамперметра, вольтметра и четырех катушек с изолированным кабелем. Измерения проводятся с использованием источника переменного или постоянного тока. Определенное преимущество переменного тока состоит в

том, что исключаются нежелательные потенциалы, например создаваемые поляризацией электродов или естественными земными (теллурическими) токами. Вследствие скин-эффекта (см. рис. 7.2.2) необходимо использовать низкочастотный переменный ток, поскольку при повышении частоты происходит быстрое уменьшение плотности тока с глубиной, а потому уменьшается глубинность исследования.

Для повышения глубинности исследования необходимо использовать источник постоянного тока. А в этом случае нужно иметь неполяризующиеся электроды, чтобы исключить возникновение электрохимических потенциалов между грунтом и металлическими электродами. Промышленность выпускает несколько разновидностей аппаратуры для работ методом сопротивлений. Они позволяют при благоприятных геологических условиях производить исследования до глубин в несколько сотен метров.

## 6.6. Применение и интерпретация данных метода сопротивлений

Для геологической интерпретации данные наблюдений методом сопротивлений представляют в виде профилей или карт.

В случае электрического зондирования с помощью электродной установки с увеличивающимися разносами результаты измерений обычно имеют вид серии графиков (кривых), выражающих изменение  $\rho_k$  в зависимости от увеличивающегося разноса электродов. Эти кривые характеризуют (по крайней мере качественно) изменение удельного сопротивления с глубиной. В относительно простых случаях, например при наличии в разрезе только двух-трех горизонтальных слоев, можно оценить глубины залегания границ раздела между этими слоями, а при наличии достаточно хорошей геологической информации — получить удовлетворительную картину слоистости разреза.

В случае электропрофилирования с постоянным разносом электродов данные измерений представляют или в виде графиков, показывающих изменение сопротивления вдоль профилей, или в виде карт с нанесенными на них линиями равных сопротивлений. Такая карта является выражением латеральных изменений сопротивления разреза до тех глубин, на которые может проникать ток при выбранном разносе электродов. Обычно карты в изолиниях интерпретируются качественно (визуально). При этом оконтуриваются зоны высокого и низкого сопротивлений, соответствующие предполагаемым геологическим формациям в исследуемом интервале глубин. Строить карты в изолиниях не всегда необходимо. Такие двумерные вертикальные струк-

туры, как разломы, дайки, зоны контактов и т. п., часто легко выявить на профилях сопротивления, измеренных вкрест простираения этих образований.

Количественная интерпретация данных метода сопротивлений представляет собой одну из наиболее сложных задач. В этом отношении нужно постоянно соблюдать осторожность при использовании эмпирических правил. Несмотря на весьма детальную разработку теории этой задачи многими авторами [12, 15, 20, 27, 34, 41], очень трудно получать надежные результаты, применяя теоретический анализ к полевым данным метода сопротивлений. Это связано с тем, что теория разработана и применима только к простым плоскостным моделям, тогда как в реальном разрезе вариации удельного сопротивления, как правило, значительно сложнее по характеру как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении.

Пока еще проведено немного исследований распределений кажущегося сопротивления над трехмерными неоднородностями [8, 29]. Несмотря на многие трудности, некоторые геологические ситуации можно достаточно близко аппроксимировать простыми слоистыми структурами, для которых применимы способы интерпретации, основанные на использовании стандартных теоретических кривых. Здесь мы рассмотрим лишь некоторые из этих способов и представим несколько примеров применения их для решения простых структурных задач.

**6.6.1. Картирование горизонтально-слоистых разрезов.** Двухслойные разрезы могут быть двух типов: 1)  $\rho_2 > \rho_1$  (например, уплотненная толща, перекрывающая коренные породы); 2)  $\rho_2 < \rho_1$  (например, аллювий с более низкой проводимостью, залегающий на песчаной или глинистой толще с более высокой проводимостью). В этом случае для интерпретации кривой зондирования установкой Веннера можно применить следующую методику:

а) По результатам измерений строится кривая кажущихся сопротивлений. Для этого используется прозрачный бланк с двойным логарифмическим масштабом, на котором значения  $\rho_k$  откладываются по оси ординат (ось  $y$ ), а значения  $a$  (интервал установки Веннера) по оси абсцисс (ось  $x$ ).

б) Эта кривая  $\rho_k$  накладывается на палетку двухслойных теоретических кривых (рис. 6.10), верхняя половина которой соответствует случаю 1, а нижняя — случаю 2. Полевая кривая сдвигается с сохранением параллельности осей вплоть до получения хорошего согласования с одной из кривых палетки.

в) Начало координат для палеточных кривых ( $a/h_1 = 1$ ;  $\rho_k/\rho_1 = 1$ ) называется крестом палетки. После совмещения кривых эта точка соответствует некоторой точке на полевой кривой со значениями  $\rho_k$  и  $a$ . В приведенном на рис. 6.10 примере ко-

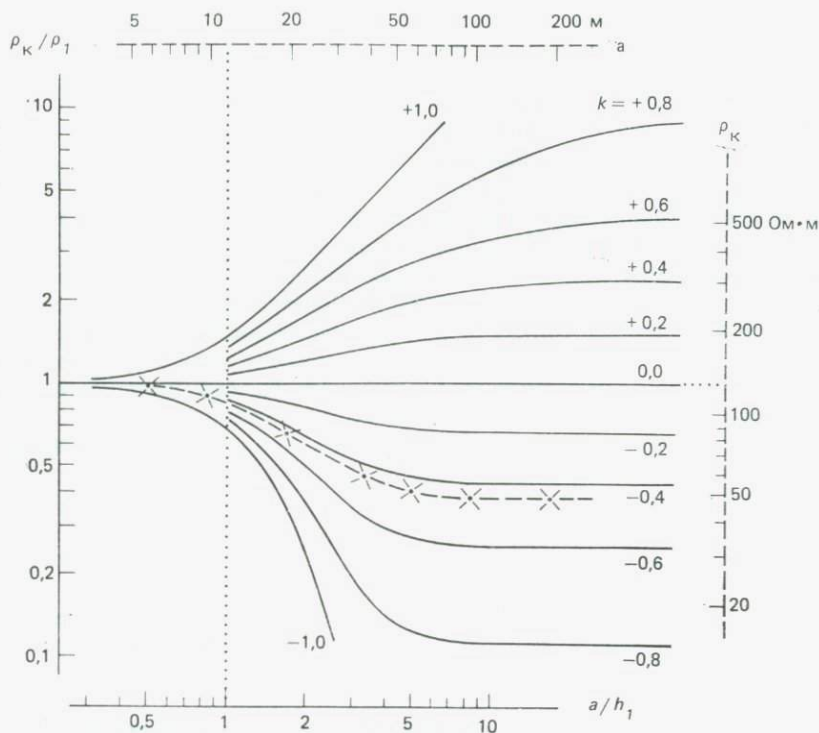


Рис. 6.10. Пример интерпретации полевой кривой (пунктирная линия с крестиками) путем совмещения ее с палеткой стандартных двухслойных кривых кажущихся сопротивлений [10].

ординаты креста палетки дают на полевом графике значения  $h_1 = 12$  м и  $\rho_1 = 130$  Ом·м.

г) По палеточной кривой определяется значение  $k$ , соответствующее полевой кривой. Если полного совмещения не получается, значение  $k$  находят интерполяцией между двумя соседними теоретическими кривыми (на рис. 6.10  $k \approx -0,45$ ). С помощью соотношения  $\rho_2/\rho_1 = (1+k)/(1-k)$  рассчитывается значение  $\rho_2$ , примерно равное здесь 50 Ом·м.

Если левая кривая  $\rho_K$  получена в результате зондирования установкой Шлюмберже, методика интерпретации остается по существу такой же, только подгонка кривой должна производиться с помощью палеток для кривых зондирования установкой Шлюмберже [6, 24].

Проблема интерпретации трехслойных кривых несколько сложнее из-за большего числа параметров ( $\rho_1, \rho_2, \rho_3, h_1$  и  $h_2$ ). Ситуацию схематически иллюстрирует рис. 6.8, кривые  $c$  и  $d$ .

Как и можно было ожидать, при очень малых разносах электродов значение  $\rho_k$  примерно соответствует удельному сопротивлению верхнего слоя  $\rho_1$ . С увеличением разноса электродов значительная часть тока проникает во второй слой. При этом значение  $\rho_k$  плавно увеличивается или уменьшается в зависимости от того, что больше —  $\rho_2$  или  $\rho_1$ . При дальнейшем увеличении разноса электродов все больше и больше тока проходит в третий слой, а при очень больших разносах значение  $\rho_k$  приближается к удельному сопротивлению третьего слоя  $\rho_3$ .

Методика интерпретации для трехслойных кривых более или менее сходна с методикой интерпретации двухслойных кривых. При этом левая часть трехслойной кривой совмещается с двухслойной палеточной кривой. Это позволяет определить  $\rho_2$ . Значения  $\rho_1$  и  $\rho_3$  определяются по значениям  $\rho_k$  при очень малых и очень больших разносах электродов. А по известному отношению  $\rho_1 : \rho_2 : \rho_3$  из альбома трехслойных палеточных кривых можно выбрать соответствующую палетку. Глубины находят совмещением полевой кривой с теоретической из выбранной палетки.

Этот процесс совмещения кривых вручную в основном уже заменен комплексной системой компьютер — графический дисплей, используемой в повседневной практике интерпретации кривых зондирования методом сопротивлений. В этой системе для вычисления кривой кажущегося сопротивления для данной последовательности слоев используется быстродействующий компьютер. Интерпретатор взаимодействует с компьютером следующим образом.

1. Измеренные значения удельного сопротивления выводятся на дисплей с отрезками, размеры которых пропорциональны величине погрешности.

2. На вход компьютера подаются предположительные значения параметров слоев ( $\rho_i, h_i$ ), основанные на геологических данных.

3. Рассчитывается и выводится на дисплей соответствующая этим значениям кривая.

4. Параметры слоев подбираются методом проб и ошибок до тех пор, пока теоретическая (рассчитанная) кривая не совпадет с измеренной кривой. Этот этап может также выполняться на ЭВМ с помощью итерационной процедуры метода наименьших квадратов [15, 16].

Пример такой процедуры показан на рис. 6.11.

**6.6.2. Неоднозначность интерпретации в методе сопротивлений.** Полевой пример, который иллюстрируется рис. 6.11, показывает, что при благоприятных условиях по результатам измерений сопротивления можно получить стратиграфическую информацию о слоистом геологическом разрезе. Однако в общем разрешающая способность метода не очень высока. Это особен-

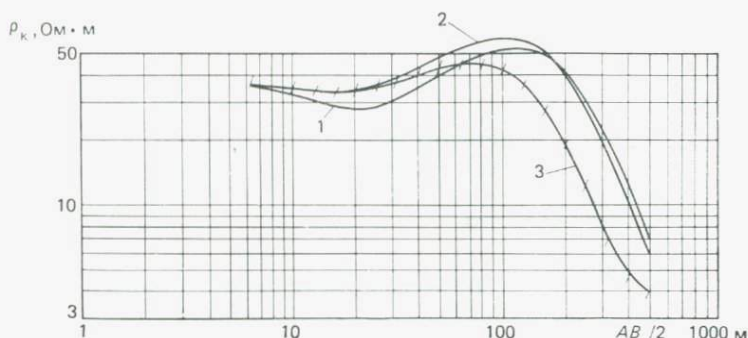


Рис. 6.11. Пример, иллюстрирующий процедуру подбора кривых сопротивлений методом проб и ошибок с помощью графического дисплея Tektronix 4010. Наклонные отрезки указывают измеренные значения  $\rho_k \pm 5\%$ . Установка Шлюмберже,  $AB$  — разнос токовых электродов. Кривые 1 и 2 рассчитываются по двум первоначальным вариантам геологически обоснованных моделей, состоящих из четырех слоев. Кривая 3, согласующаяся с результатами измерений, получена с помощью ЭВМ на основе итерационной процедуры методом наименьших квадратов. Найдены следующие параметры слоев:  $\rho_1 = 38 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ,  $h_1 = 6 \text{ м}$ ;  $\rho_2 = 27 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ,  $h_2 = 15 \text{ м}$ ;  $\rho_3 = 160 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ,  $h_3 = 21 \text{ м}$ ;  $\rho_4 = 3,5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . [16].

но касается более глубоких границ, где должны иметь место значительные вариации удельного сопротивления, но их влияние трудно отличить от изменений, создаваемых приповерхностными неоднородностями.

Другие типы неоднозначности интерпретации связаны с «принципом эквивалентности» и «принципом подавления». Например, относительно тонкий проводящий слой, расположенный между двумя слоями с более высоким удельным сопротивлением, будет иметь тенденцию концентрировать в себе ток. Общий протекающий в нем ток останется неизменным, если увеличить удельное сопротивление слоя  $\rho$ , но одновременно и его мощность  $h$ , так что отношение  $h/\rho$  останется тем же. Это иллюстрирует рис. 6.12. С другой стороны, слой с высоким сопротивлением, расположенный между двумя более проводящими слоями, характеризуется произведением его мощности и удельного сопротивления. Поэтому в таком случае все средние слои, для которых произведение  $h\rho$  остается постоянным, электрически эквивалентны. В любом случае однозначно определить  $h$  и  $\rho$  трудно или даже невозможно. Кроме того, средний слой, удельное сопротивление которого является промежуточным между сопротивлениями слоев, с которыми он граничит, практически не оказывает влияния на кривую сопротивления, пока его мощность (по сравнению с глубиной) не становится достаточно большой. При малой мощности его влияние на кривую  $\rho_k$  становится неувидимым, так что присутствие этого слоя не будет отмечаться.

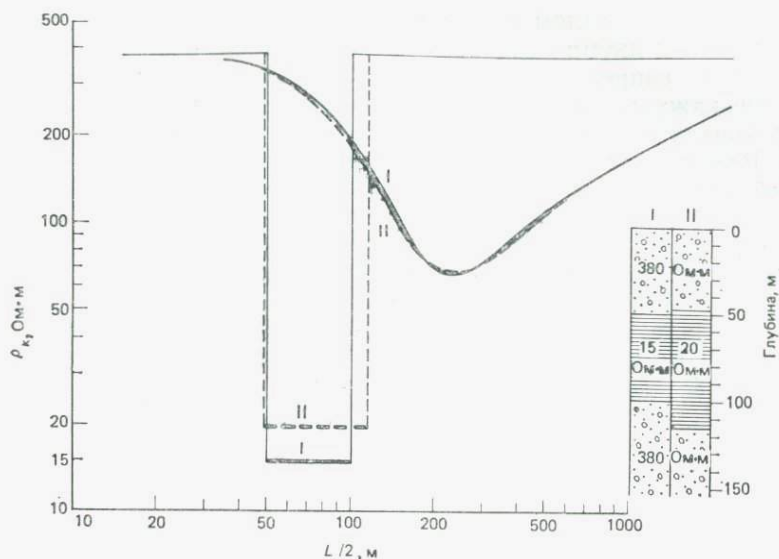


Рис. 6.12. Иллюстрация принципа эквивалентности для проводящего слоя, расположенного между двумя слоями с высоким электрическим сопротивлением В показанном примере кривые сопротивления практически одинаковы для двух ситуаций: средний слой имеет удельное сопротивление 15 Ом·м и мощность 50 м (I) и удельное сопротивление 20 Ом·м и мощность 66 м (II) [2].

Невозможность выделить слои с промежуточным удельным сопротивлением часто проявляется в гидрогеологических исследованиях, когда слой влажного аллювия заключен между сухим аллювием (поверхностный слой) и глинистой подстилающей толщей.

**6.6.3. Картирование вертикальных структур.** В отличие от исследования горизонтальных слоев, описанного в предыдущих разделах, эффекты вертикальных структур (разломов, трещин, даек, жил и зон дробления) проявляются при измерениях вдоль горизонтального профиля. Если эти структуры обнажаются, то, когда подвижная электродная установка пересекает вертикальную границу сред с разными сопротивлениями, образуются резкие изменения наклона кривых  $\rho_k$  (см. рис. 6.9). Однако на практике эти резкие пики обычно сглаживаются из-за влияния верхнего почвенного или моренного покрова.

Вертикальный разлом — одна из наиболее важных для практического изучения геологических структур. Многие особенности, характерные для аномалий сопротивления над вертикальным разломом, будут обнаруживаться и в аномалиях над другими близкими к вертикальным структурами. В отношении аномалии

сопротивления разлом соответствует модели вертикального контакта между двумя средами с различающимися значениями удельного сопротивления. Лёгн [23] теоретически рассчитал кривые кажущихся сопротивлений при пересечении вертикального контакта с различными перепадами удельных сопротивлений. Рассчитанные кривые имеют разрыв над вертикальной границей. На практике он будет проявляться как крутой градиент на кривой сопротивления. На рис. 6.13 показана полевая кривая  $\rho_k$ , полученная по данным электрического профилирования установкой Веннера при пересечении квазивертикального контакта между кварцитом Балка и зеленым алевролитом на юге острова Борнхольм, Дания. Кривая отражает влияние неоднородностей в толще, перекрывающей указанные формации (морена), и ее изменяющейся мощности (ср. рис. 6.9).

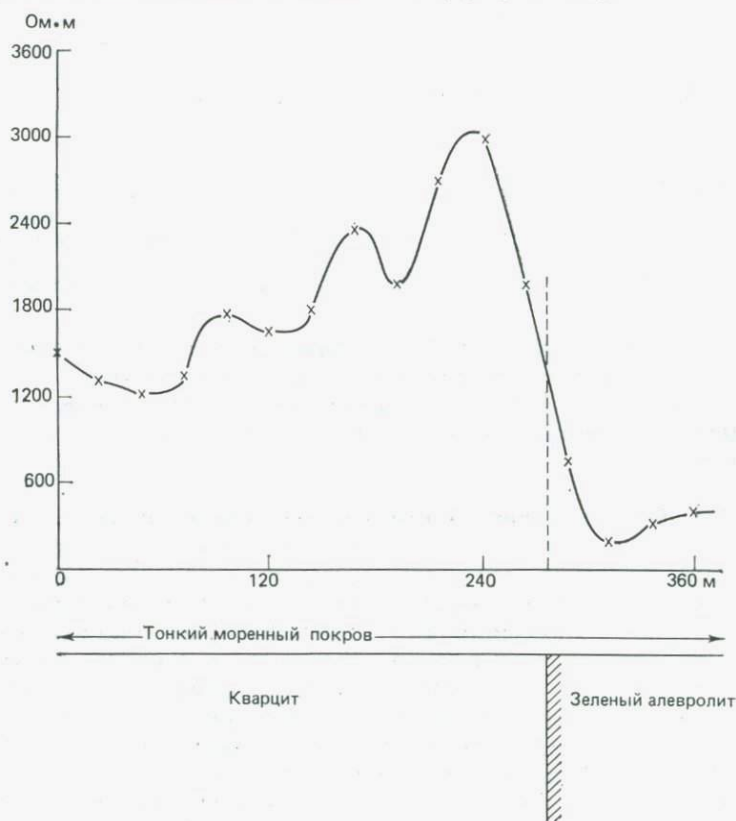


Рис. 6.13. Кривая кажущихся сопротивлений при пересечении вертикального контакта между кварцитом и зеленым алевролитом в южной части о. Борнхольм. Измерения по профилю выполнялись подвижной установкой Веннера с фиксированным интервалом установки  $a$ , равным 12 м.

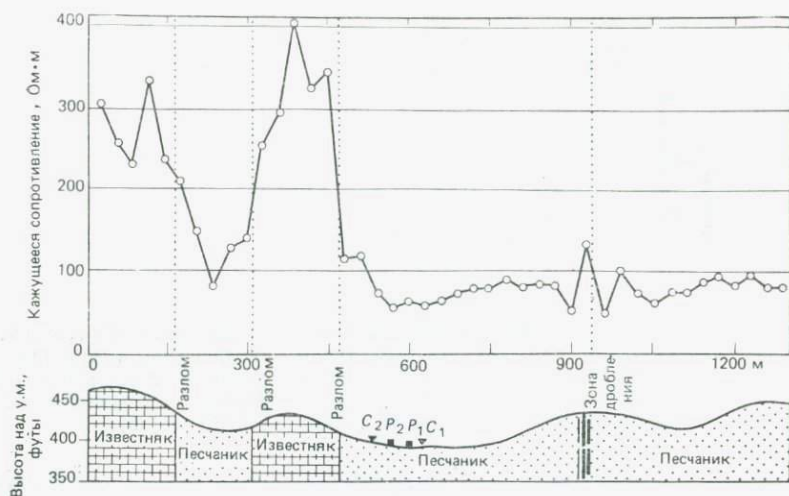


Рис. 6.14. Кривые сопротивлений, полученные при пересечении зоны дробления и блоков известняка в шт. Иллинойс, США. Использовалась установка Веннера,  $a=30$  м, интервал между точками измерений 30 м [14].  
1 фут=0,305 м.

Интерпретация данных метода сопротивлений, полученных над «двойными контактами», важна для определения границ таких структур, как дайки, жилы и брекчированные зоны, — все они могут быть прямо или косвенно связаны с минеральными залежами. На рис. 6.14 показана кривая сопротивлений, полученная при пересечении установкой Веннера зоны дробления и известняковых блоков. Истинное удельное сопротивление зоны сдвига выше, чем сопротивление окружающей породы (песчаника). Кривая  $\rho_k$  над известняковым блоком по характеру сходна с кривой над широкой дайкой, в то время как над зоной дробления она аналогична кривой над тонкой дайкой с высоким удельным сопротивлением.

**6.6.4. Интерпретация карт кажущихся сопротивлений.** Для получения общей картины распределения различных формаций около поверхности и на глубине в исследуемом районе часто строят карты кажущихся сопротивлений. В отличие от профилей сопротивлений интерпретация карт сопротивлений является в основном качественной. Рассмотрим примеры использования карт сопротивлений при геологических и гидрогеологических исследованиях.

Методы сопротивлений могут быть эффективны для определения местоположений интрузивов, так как перепад удельных сопротивлений между интрузивами и соседними вмещающими

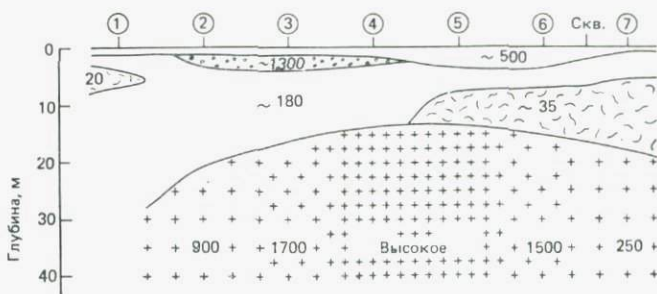


Рис. 6.15. Разрез, полученный по результатам интерпретации семи геоэлектрических зондирований над интрузивным телом, внедренным в кристаллические сланцы, в районе Лусаки, Замбия. Числа указывают удельное сопротивление в Ом·м. Скважина, пробуренная у края этого интрузивного тела, вскрыла воду на глубинах между 15 и 35 м [36].

породами обычно высок. А интрузивные тела могут действовать как барьеры для подземных вод. В работе [36] приведен пример съемки методом сопротивлений в районе Лусаки, Замбия. В кристаллических сланцах могли располагаться небольшие куполовидные тела предположительно основного или среднего состава. Интерпретация результатов зондирования методом сопротивлений показана на рис. 6.15. Куполовидная масса имеет высокие удельные сопротивления в центре с заметным уменьшением в направлении краев, где вследствие развития сдвигов и трещин могли происходить изменения. Между зондированиями № 6 и 7 у окраины этого интрузивного тела была пробурена скважина. Вода обнаружена на глубинах 15, 26 и 34 м.

Другой пример взят из статьи [37]. На рис. 6.16 показана карта сопротивлений области польдера в провинции Северная Голландия. Главной целью электрических измерений было изучение распределения солености подземных вод в зоне польдера и ее окружении. Интерпретация результатов измерений указала на присутствие пресной воды около восточной и западной границ этого польдера, в то время как в самом польдере несколько десятков метров пресной подземной воды, видимо, перекрываются 30 м соленой воды. Это «обратное» распределение солености приписывается присутствию непроницаемого слоя глин голоценового возраста. Присутствие глинистого слоя подтверждалось разрезами некоторых скважин в этом районе.

Геофизические исследования методом сопротивлений нашли широкое применение в связи с малоглубинными инженерно-геологическими и геотехническими изысканиями. Интересный отчет о съемке с целью построения карты сопротивлений для последниковых бассейнов в Дании приведен в работе [19]. Применение зондирований методом сопротивлений в геотермических исследованиях рассматривается в разд. 9.7.2.

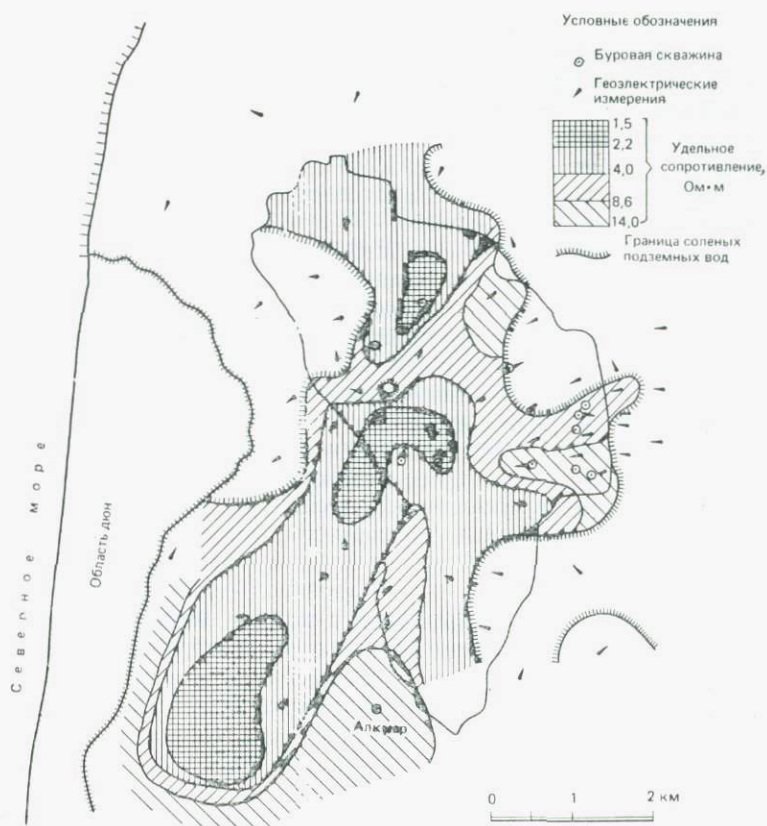


Рис. 6.16. Удельные сопротивления слоя песка и граница соленых подземных вод, выявленная геоэлектрическими измерениями в пров. Северная Голландия, Нидерланды [37].

### 6.7. Глубинные геоэлектрические зондирования

При обычном зондировании методом сопротивлений на поверхности измеряется разность потенциалов, вызванная внешним искусственно генерируемым током. Глубинность исследования, достигаемая в этом методе, зависит главным образом от разноса токовых электродов. Для получения информации до глубин в несколько тысяч метров потребовались бы слишком длинные токовые линии, а также мощные источники питания. На практике это ограничивает использование стандартного метода зондирования глубинами не более нескольких сотен метров.

В настоящее время глубинная электроразведка (в частности в СССР) выполняется путем дипольного зондирования (см. разд. 6.4.1). Согласно сообщениям, когда длина питающего диполя равна 1000—1500 м, длина приемного диполя 300—500 м, а расстояние между ними 10—12 км, можно проследивать фундамент на глубине 2,5—3 км. Другим важным достоинством дипольного метода является возможность выполнять зондирование по криволинейному профилю. А при обычном зондировании электроды  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $P_1$  и  $P_2$  должны располагаться вдоль прямой линии. В труднодоступных областях (лесах и болотах) не всегда удается прокладывать прямой профиль на большие расстояния. А в дипольном зондировании не обязательно, чтобы центры всех диполей располагались на одной и той же прямой линии. Подробнее дипольное зондирование описано в работе [1].

Еще одним методом изучения удельных сопротивлений до больших глубин в Земле является магнитотеллурическое зондирование. Принципы и практическое применение этого метода рассматриваются в следующей главе. А здесь мы приведем лишь несколько примеров глубинного геоэлектрического зондирования.

### 6.7.1. Глубинное зондирование в районе Рейнского грабена.

Этот пример взят из статьи Блома и Флета [5]. Глубинное геоэлектрическое зондирование выполнялось в рамках Проекта верхней мантии вдоль Рейнского грабена между городами Карлсруэ и Зеккинген при максимальном расстоянии между электродами  $C_1C_2$ , равном 150 км. Основой работ была установка

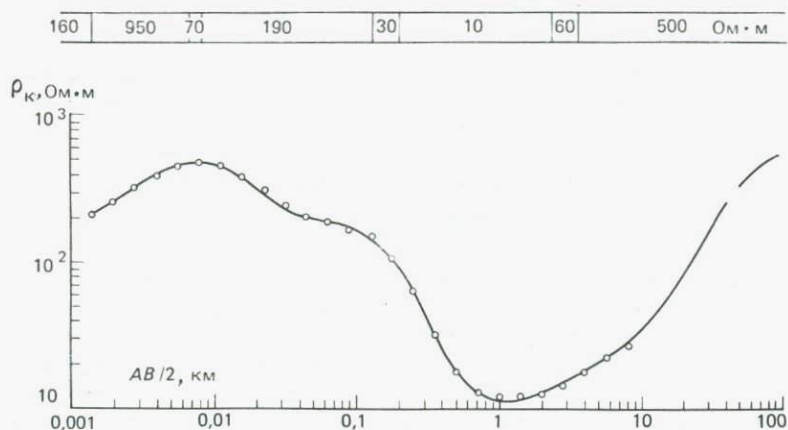


Рис. 6.17. Сравнение кривой кажущихся сопротивлений, измеренной в Рейнском грабене (сплошная линия), с теоретической кривой (кружки). В верхней части рисунка представлена модель интерпретации с истинными удельными сопротивлениями (в Ом·м) [5].

Шлюмберже с центром записи у середины высоковольтной линии Карлсруэ — Зеккинген.

На рис. 6.17 показаны кривая зондирования и возможная модель интерпретации. В верхней части рисунка представлено распределение удельных сопротивлений. Оно свидетельствует о хорошей проводимости заполнения грабена ( $\leq 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ). Эта хорошая проводимость решающим образом экранирует проявления более глубокой подстилающей толщи и потому не позволяет получить какую-либо детальную информацию об условиях в фундаменте.

**6.7.2. Сверхглубокое зондирование в Южной Африке.** В примере из работы Ван Зийла [38] представлены результаты сверхглубоких электрических зондирований, выполненных в южной части Африки с максимальными разностями электродов около 1000 км. Самыми древними участками южноафриканской коры являются кратоны, окруженные подвижными поясами различного возраста (рис. 6.18). Эти кратоны считаются относительно стабильными останцами древней (старше 2600 млн. лет) коры преимущественно гранитоидного состава, которые пережили многие тектонические события с архейского времени. Подвижные пояса, наоборот, состоят из интенсивно деформированных, трещиноватых и сильно метаморфизованных пород.

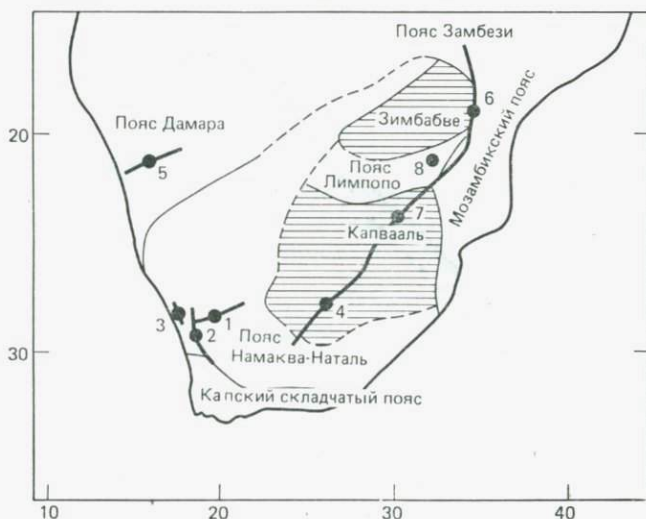


Рис. 6.18. Главные тектонические единицы в южной части Африки. Кратоны обозначены штриховкой, подвижные пояса различаются названиями. Цифрами указаны места выполнения сверхглубоких геоэлектрических зондирований, жирные линии характеризуют максимальный разнос токовых электродов [38].

На рис. 6.19 приведены две кривые зондирования — ES7 (Капваальский кратон) и ES8 (подвижный пояс Лимпопо), а также их модели интерпретации. Кратон характеризуется весьма высокоомной зоной (зона 1,  $\rho \sim 7 \cdot 10^4$  Ом·м), начинающейся сразу же под выветрелым слоем и протягивающейся до глубины около 7 км. В противоположность ему в подвижном поясе неизменно обнаруживается присутствие мощной зоны умеренно высокого сопротивления (зона 2,  $\rho \sim (2-7) \cdot 10^3$  Ом·м), располагающейся от поверхности до глубины около 25 км. Важный вывод состоит в том, что эта зона латерально продолжается в кратон, где подстилает высокоомную зону 1. Нисходящие отрезки этих кривых (D—E на ES7 и H—J на ES8) указывают на присутствие тонкой проводящей зоны (зона 3,  $\rho \sim 10-50$  Ом·м). Оценить реальные мощности и удельные сопротивления зоны 3 невозможно вследствие принципа эквивалентности (см. рис. 6.12). Ниже этой проводящей зоны имеются признаки еще одной высокоомной зоны (зона 4,  $\rho \sim (2-3) \cdot 10^4$  Ом·м) мощностью порядка 50 км.

Неожиданной особенностью результатов зондирования является то, что основная часть верхней коры (в подвижном поясе) и вся нижняя кора до глубины 25—30 км обладает удельными сопротивлениями лишь средней величины. Такая ситуация свидетельствует о присутствии воды в этих районах (зона 2). Ни-

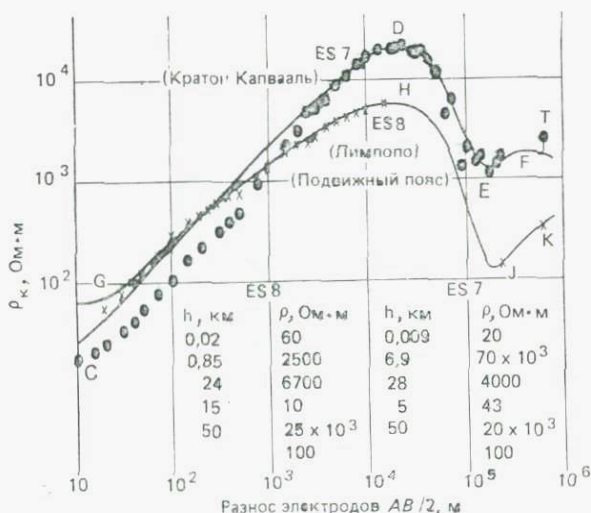


Рис. 6.19. Точки, соответствующие данным сверхглубокого зондирования методом сопротивлений, и теоретические кривые зондирования, лучше всего согласующиеся с результатами измерений, над кратоном Капвааль и подвижным поясом Лимпопо. В моделях даны мощность  $h$  и удельное сопротивление каждой электрической зоны [38].

жележащий проводящий слой (зона 3) мог развиваться за счет гидратации, причем возможно, что его электрические свойства обусловлены наличием серпентина (гидратированной мантийной породы). Результаты электроразведки показывают, что между кратоном (высокое сопротивление) и подвижными поясами (среднее сопротивление) имеется заметное различие в распределении пористости. А то, что тепловой поток, как правило, выше над подвижными поясами, может объясняться более свободным движением воды в этих зонах.

## 6.8. Другие электрические методы

**6.8.1. Метод естественного электрического поля.** Метод естественного поля (ЕП) является уникальным среди методов электроразведки в том отношении, что никакие искусственные токи в Землю не вводятся. Он основан на измерении самопроизвольных, или естественных, потенциалов, которые создаются электрохимическими реакциями в приповерхностных породах или в присутствующих в них телах. Это один из самых простых и самых старых геофизических методов, применяемых для поисков месторождений сульфидных рудных тел.

*Происхождение естественной разности потенциалов.* Потенциалы самопроизвольной поляризации, наблюдаемые на поверхности, можно разделить на два класса: 1) фоновые потенциалы и 2) потенциалы минерализации.

*Фоновые потенциалы* возникают несколькими путями, например, за счет вариаций химического состава почвы, изменения концентраций электролитов в подземных водах и других электрохимических процессов. Их амплитуды изменяются, но обычно находятся в интервале от долей милливольт до нескольких десятков милливольт, причем могут быть положительными или отрицательными.

*Потенциалы минерализации,* которые ассоциируются с рудными телами, имеют максимальные значения в интервале 100—1000 мВ. Эти потенциалы почти всегда отрицательны около верхнего конца тела и распределяются по определенной системе. Происхождение потенциалов минерализации понятно не полностью. Ранее предполагалось, что окисление верхней зоны рудного тела (выше уровня грунтовых вод) создает разность потенциалов между верхним и нижним концами этого тела, в результате чего оно ведет себя подобно гальваническому элементу. Однако эта гипотеза не может объяснить большие аномалии ЕП над телами графита, который не подвергается значительному окислению. Более серьезным возражением является то, что при обширном окислении на верхней поверхности рудно-

го тела вследствие потери электронов оставался бы общий положительный заряд. Фактически же обнаруживается, что этот заряд отрицательный.

Сато и Муни [30] предложили более детальную теорию потенциалов минерализации. Они постулируют две электрохимические реакции, одна из которых представляет собой химическое восстановление выше уровня грунтовых вод, а другая — окисление, происходящее на глубине. Величина потенциалов ЕП определяется разностью потенциалов окисления между веществами в растворе выше и ниже уровня подземных вод. Минеральная зона, которая является хорошим электронным проводником, лишь способствует переносу электронов от нижнего конца к верхнему концу рудного тела, не принимая прямого участия в электрохимических реакциях (рис. 6.20). Теоретические оценки аномалий ЕП в работе Сато и Муни [30] значительно ниже, чем реально наблюдаемые. Кроме того, их теория не может объяснить большие потенциалы, наблюдавшиеся над сульфидными зонами, полностью расположенными ниже уровня грунтовых вод.

Возможные механизмы возникновения потенциалов самопроизвольной поляризации за счет повышенной температуры и конвективных потоков флюидов в породах геотермальных областей рассмотрены в работе [7].

*Методика полевых работ и интерпретация результатов.* Аппаратура, необходимая для измерения потенциалов самопроизвольной поляризации, проста и недорога. Она состоит лишь из пары неполяризующихся электродов, соединенных изолиро-



Рис. 6.20. Механизм образования потенциалов самопроизвольной поляризации в пирите. Ток и поток ионов в окрестности рудного тела определяются разностью потенциалов окисления между веществами в растворе выше и ниже уровня грунтовых вод. (Из работы [30] с изменениями.)

ванным кабелем с милливольтметром. Неполаризующийся электрод представляет собой металлический стержень, погруженный в насыщенный раствор одной из солей его металла (например,  $\text{Cu}$  в  $\text{CuSO}_4$ ), причем этот раствор содержится в пористой чашке, которая находится в контакте с породой.

Используются две альтернативные расстановки электродов. В одной расстановке два электрода на расстоянии 10—20 м друг от друга перемещаются вместе вдоль заранее выбранных линий, а в другой один электрод фиксируется на базовой станции, в то время как другой электрод, катушка с кабелем и вольтметр передвигаются к последовательным точкам наблюдений вдоль профиля. В первом способе в сущности измеряется градиент потенциала  $\Delta V/\Delta S$ , где  $\Delta S$  — расстояние между электродами.

Конечным результатом съемки в методе ЕП является набор профилей и, возможно, карта изолиний, представляющих собой эквипотенциальные линии. Интерпретация данных этого метода выполняется в основном качественно. Форма аномалии и ее ширина дают представление о глубине тела и его протяженности по латерали. Приблизительные сведения об элементах залегания этого тела можно получить по нарушениям симметрии вдоль профиля. Хорошую информацию дают аномалии с максимальными амплитудами порядка нескольких сотен милливольт.

На рис. 6.21 показаны аномалии ЕП, которые привели к открытию двух сульфидных залежей в горнорудном районе в пров. Онтарио, Канада. Этот пример показывает, что измерения потенциалов самопроизвольной поляризации позволяют обнаруживать малые тела на небольших глубинах.

Сильное влияние на аномалии потенциалов самопроизвольной поляризации оказывают местные геологические и топографические условия. В некоторых случаях аномалии, видимо, бывают связаны с геотермальной деятельностью. На рис. 6.22 показан профиль измерений потенциалов самопроизвольной поляризации, проходящий через зону разлома Доум в области горячих источников Рузвельт, шт. Юта, США. Разлом Доум, видимо, оказывает значительное влияние на гидрологию термальных растворов и совпадает по расположению с осью аномалии температурного градиента. Хотя известно, что в зоне разлома Доум присутствуют алунит и пирит, дипольная природа этой аномалии (от  $-110$  до  $+110$  мВ) не является типичной для потенциалов естественного поля, связанных с минерализацией пирита или алунита, которая обычно имеет отрицательную полярность. Около восточного конца профиля аномалии ЕП явно вызваны изменениями рельефа.

В книге Парасниса [26] приводятся другие примеры полевых съемок методом естественного поля.

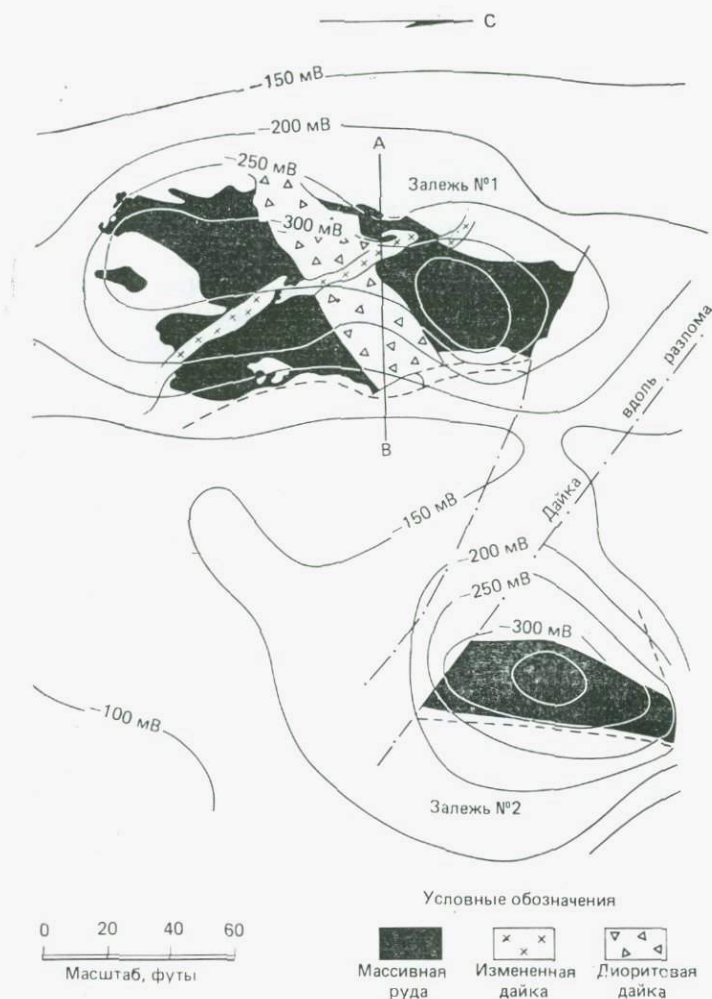


Рис. 6.21. Аномалии ЕП над двумя сульфидными залежами в горнорудном районе Темагами, пров. Онтарио, Канада [3]. 1 фут=0,305 м.

**6.8.2. Метод вызванной поляризации.** Явление вызванной поляризации (ВП) было обнаружено братьями Шлюмберже около 60 лет назад, но стало широко использоваться для решения геофизических задач только в конце 1950-х годов. В настоящее время оно широко применяется при поисках вкрапленных сульфидных руд и менее широко при поисках подземных вод. Теоретические основы этого метода и первые исследования описаны в работах [31, 39], а более поздние разработки в обла-

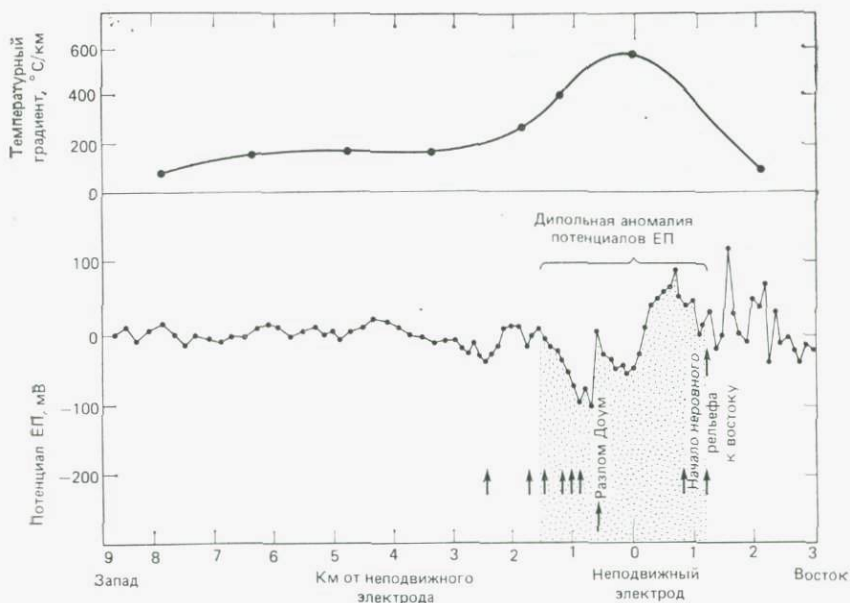


Рис. 6.22. Графики температурного градиента и потенциалов ЕП при пересечении разлома Доум, горячие источники Рузвельт, шт. Юта, США. Стрелками обозначены точки, в которых разломы, закартированные геологическими съемками, пересекают профиль измерений потенциалов самопроизвольной поляризации [7]. Измерения температуры проводились в скважинах на глубинах 60–100 м.

сти применения и интерпретации данных метода ВП рассмотрены в книгах [4, 33].

*Теоретические принципы.* Электропроводность в большинстве горных пород является по существу электролитической и осуществляется переносом ионов в поровой жидкости. Однако если через породу, содержащую проводящие минералы, пропустить ток, то ионная проводимость в значительной степени ограничивается минеральными зёрнами, проводимость которых является электронной. Это ведет к накоплению ионов на границе раздела между минералом и раствором, что вызывает рост электрохимической разности потенциалов на поверхностях проводящих минералов (рис. 6.23, а). Данный процесс сходен с электродной поляризацией, которая развивается на поверхности металлических электродов, погруженных в электролит. Когда приложенный извне ток выключается, эта электрохимическая разность потенциалов рассеивается, но спадает до нуля не мгновенно. Согласно наблюдениям, этот спад напряжения изменяется со временем так, как показано на рис. 6.24, и

его можно измерять относительно разности потенциалов  $V$ , которая существовала тогда, когда протекал ток. Отношение  $\Delta V/V$  служит мерой концентрации проводящих рудных минералов в горной породе. Это в общем и является принципом метода *вызванной поляризации* (ВП).

Эффекты вызванной поляризации наблюдаются даже тогда, когда в материале породы отсутствуют проводящие минералы. В частности, заметное поле ВП наблюдается над глинистыми осадками. Поверхность глинистой частицы имеет общий отрицательный заряд, который притягивает ионы из присутствующего в порах электролита (рис. 6.23, б). В результате такого поляризованного распределения ионов (называемого мембранной поляризацией) возникают препятствия для распространения тока. Когда приложенный ток отключается, положительные ионы перераспределяются и возвращаются в положение равновесия. Этот процесс перераспределения ионов характеризуется спадающей разностью потенциалов и является эффектом ВП. Эффект ВП, связанный с глинистыми минералами, пока еще находит лишь очень ограниченное применение.

Как электродная, так и мембранная поляризация — это по существу явления, связанные с поверхностью. Поэтому эффект ВП больше, если металлическая руда (или глина) является вкрапленной, а не компактной.



Рис. 6.23. Явления электродной поляризации на границах раздела минерал — электролит (а) и мембранной поляризации в глинах (б). Им приписывается происхождение потенциалов вызванной поляризации (ВП) [26].

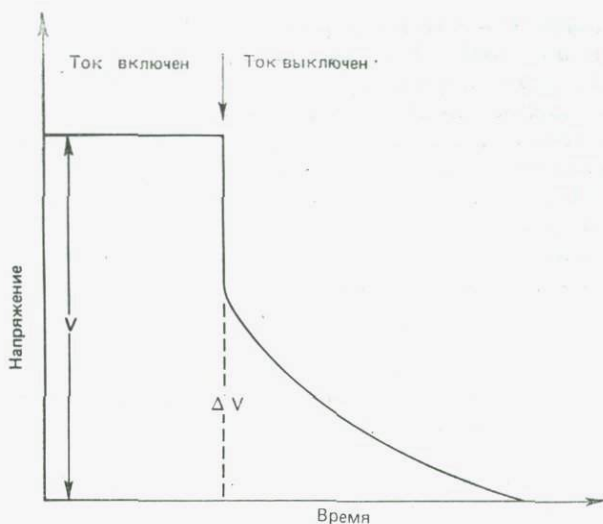


Рис. 6.24. Спад напряжения над массой пород, содержащих металлические минералы или агрегаты глинистых частиц, когда приложенный извне ток отключается. Разность потенциалов, остающаяся после выключения тока, представляет собой вызванную поляризацию, а отношение  $\Delta V/V$  является мерой эффекта вызванной поляризации.

*Методы ВП во временной и частотной областях.* Измерения вызванной поляризации можно проводить с применением и постоянного, и переменного тока. Когда в породе посылают импульсы постоянного тока (например, длительностью 10 с), величина вызванной поляризации характеризуется отношением  $V_t/V_0$ , где  $V_t$  — разность потенциалов, остающаяся за время  $t$  (скажем, 2 с) после выключения тока, а  $V_0$  — разность потенциалов, которая существовала при прохождении тока. Это отношение выражается или в единицах милливольт/вольт (мВ/В), или в процентах:

$$\text{ВП} \% = 100(V_t/V_0). \quad (6.20)$$

Выпускаемая промышленностью аппаратура метода ВП обычно позволяет регистрировать спадающее напряжение  $V(t)$  в определенном интервале времени ( $t_1, t_2$ ). Полученный результат выражается интегральной по времени мерой ВП, а именно

$$M = \frac{1}{V_0} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt. \quad (6.21)$$

Величина  $M$  называется поляризуемостью и обычно используется при измерениях ВП во временной области. Если рассчиты-

вать поляризуемость по формуле (6.21), то она будет измеряться в единицах мВ·с/В (= миллисекунда).

Когда через породу пропускается переменный ток, измеренное отношение напряжения к току становится импедансом (комплексным сопротивлением), а не просто сопротивлением. Эффективные импеданс и удельное сопротивление горной породы будут зависеть от частоты переменного тока. Если  $\rho_{dc}$  и  $\rho_{ac}$  — измеренные (кажущиеся) удельные сопротивления при постоянном и переменном токе, то *процентный частотный эффект* ВП можно выразить в виде

$$PFE = 100(\rho_{dc} - \rho_{ac})/\rho_{ac}. \quad (6.22)$$

На практике вместо измерений на постоянном токе проводят измерения при очень низкой частоте (например, 0,1 Гц), а измерение на переменном токе выполняется при частоте, на один-два порядка большей (например, 1 или 10 Гц).

Методики полевых измерений потенциалов ВП сходны с теми, которые применяются при измерениях методом сопротивлений. Любая электродная установка, используемая в работах методом сопротивлений (рис. 6.6), может применяться и для измерений поля ВП.

Для измерений ВП и во временной, и в частотной областях выпускается несколько видов аппаратуры (например, системы Huntex, Scintrex, McPhar) с блоками автоматической регистрации.

*Применение и интерпретация данных метода ВП.* Только в методе ВП мы можем получить определенную реакцию над вкрапленными залежами проводящих минералов, что делает весьма желательным включение его в комплексную программу разведки, поскольку никакой другой геофизический метод не может определять местоположение таких руд. Этот метод не используется для решения структурных задач, поскольку другие геоэлектрические методы (методы сопротивлений) лучше пригодны для этой цели и дают более надежные результаты.

В работе Сейгела [32] описан конкретный случай открытия методом ВП месторождения цветных металлов в Гортдрамском горнорудном районе в Ирландии. Региональное геохимическое опробование осадков водных потоков в этой области указывало на умеренно сильную почвенную аномалию меди. Линии съемки для измерений метода ВП и сопротивлений прокладывались с интервалами 60 м, и использовался разнос электродов, равный 30 м, поскольку предполагалось, что источник геохимической аномалии является неглубоким. На рис. 6.25 изображены типичные кривые поляризуемости и кажущегося сопротивления, а также соответствующий геологический разрез. Наблюда-

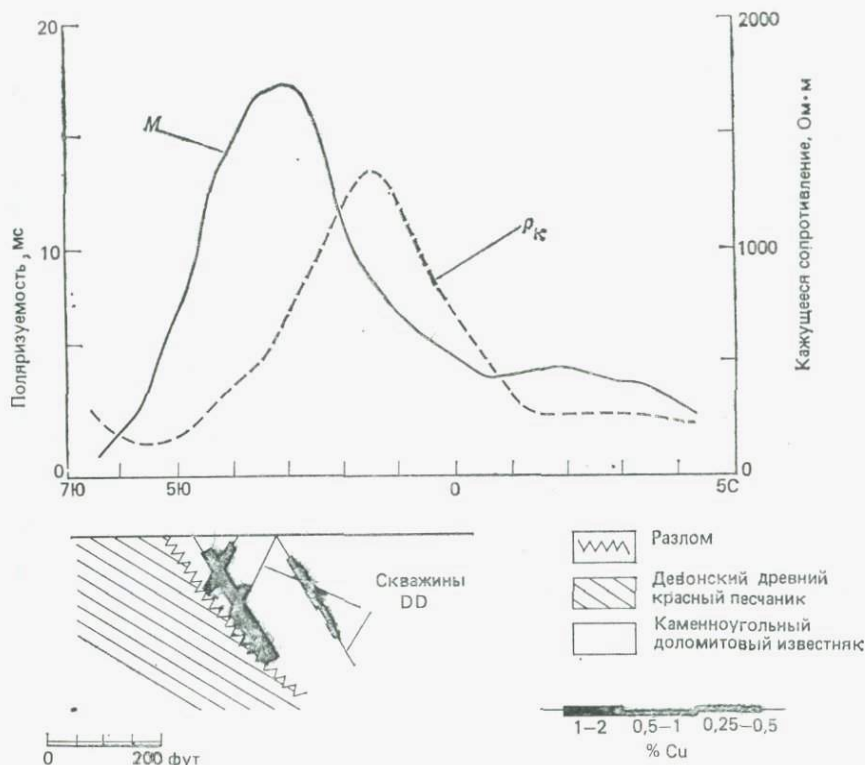


Рис. 6.25. Кривые поляризуемости ВП ( $M$ ) и удельного сопротивления  $\rho_k$  над Гортдрамской залежью, представленной вкрапленными сульфидами. Символ D обозначает скважину [32].

ется пик поляризуемости порядка 17 мс, поднимающийся над фоном, равным 2—4 мс. Эта зона минерализации не проявляется в кажущихся сопротивлениях; на кривой  $\rho_k$  имеется в основном большой перепад сопротивлений между доломитовым известняком и песчаником с минимумом непосредственно над разломом.

Другие примеры съемок методом ВП приводятся в монографии [4]. Некоторые конкретные случаи описаны в сборнике «Рудная геофизика», выпущенном Обществом геофизиков-разведчиков (1966, гл. 4). Недавно Вейгл [40] описал результаты исследований методом ВП над тремя известными нефтяными месторождениями в северной части ФРГ. Наблюдавшиеся значения процентного частотного эффекта ВП имеют минимумы над глубокими нефтяными залежами. Причины этих зарегистрированных аномалий ВП в настоящее время еще не выяснены.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Alpin L. M., Berdichevski M. N., Vedrintsev G. A. and Zagarmistr A. M.* Dipole Methods for Measuring Earth's Conductivity. Consultants Bureau, New York, 302 pp., 1966.
2. *Bentz A.* (Editor). Lehrbuch der Angewandten Geologie, Band 1. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1071 pp., 1961.
3. *Bergey W. R., Clark A. R., Frantz J. C., Kevil N. B. and Smith F. G.* Discovery of copper—nickel ore bodies at the Temagami Mine, Ontario. In Methods and Case Histories in Mining Geophysics. Can. Inst. Mining Metall. pp. 168—175, 1958.
4. *Bertin J.* Experimental & Theoretical aspects of IP. Vol. 1. Presentation and application of the IP method — Case Histories. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1976, 250 pp., 1976.
5. *Blohm E. K. and Flathe H.* Geoelectrical deep sounding in the Rhinegraben. In International Upper Mantle Project Sci. Rep., No. 27, pp. 239—242, 1970.
6. *Compagnie Générale de Géophysique.* Master Curves for Electrical Sounding, 2nd Ed., European Association Exploration Geophysicists, The Hague, 49 pp., 1963.
7. *Corwin R. F. and Hoover D. B.* The self-potential method in geothermal exploration. Geophysics, **44**, 226—245, 1979.
8. *Dey A. and Morrison H. F.* Resistivity modeling for arbitrary shaped three-dimensional structures. Geophysics, **44**, 753—780, 1979.
9. *Eve A. S. and Keys D. A.* Applied Geophysics. Cambridge Univ. Press, 1956.
10. *Gassmann F. and Weber M.* Einführung in die Angewandte Geophysik. Hallwag, Bern, 284 pp., 1960.
11. *Ghosh D. P.* Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. Geophys. Prospect., **19**, 769—775, 1971.
12. *Ghosh D. P.* The application of linear filter theory to direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. Geophys. Prospect., **19**, 192—217, 1971.
13. *Griffiths D. H. and King R. F.* Applied Geophysics for Engineers and Geologists. Pergamon, London, 223 pp., 1965.
14. *Hubbert M. K.* Results of earth resistivity survey on various geologic structures in Illinois. Am. Inst. Min. Metal. Engrs., Techn. Publ., No. 463, 23 pp., 1932.
15. *Inman J. R., Ryu J. and Ward S. H.* Resistivity inversion. Geophysics, **38**, 1088—1108, 1973.
16. *Johansen H. K.* An interactive computer/graphic display. Terminal system for interpretation of resistivity soundings. Geophys. Prospect., **23** (3), 449—458, 1975.
17. *Johansen H. K.* A man/computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth. Geophys. Prospect., **25**, 667—691, 1977.
18. *Keller G. V. and Frischknecht F. C.* Electrical Methods in Geophysical Prospecting. Pergamon Press, London, 517 pp., 1966.
19. *Klitten K.* Geoelektrisk Kortlaegning af postglaciale bassiner (Geoelectric mapping of postglacial basins). Inst. Appl. Geol. Copenhagen, Mem., No. 1, 74 pp., 1972.
20. *Koefoed O.* The Application of the Kernel Function in Interpreting Geoelectrical Resistivity Measurements. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 111 pp., 1968.
21. *Koefoed O.* Geosounding Principles, 1. Elsevier, Amsterdam, 276 pp., 1979. [Русский перевод: Куфуд О. Зондирование методом сопротивлений. — М.: Недра, 1984.]
22. *Kunetz G.* Principles of Direct Current Resistivity Prospecting. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 103 pp., 1966.

23. *Lögn O.* Mapping nearly vertical discontinuities by earth resistivities. *Geophysics*, **19**, 739—760, 1954.
24. *Orellana E. and Mooney H. M.* Master Tables and Curves for Vertical Electrical Sounding over Layered Structures. Interscience, Madrid, 193 pp., 1966.
25. *Parasnis D. S.* Physical property guide for rocks and minerals. ABEM. *Geophys. Mem.*, No. 4/71, Stockholm, 1971.
26. *Parasnis D. S.* Mining Geophysics. Elsevier, Amsterdam, 395 pp., 1973.
27. *Parker R. L.* The inverse problem of resistivity sounding. *Geophysics*, **49**, 2143—2158, 1984.
28. *Patra H. P. and Mallick K.* Geosounding Principles, 2. Elsevier, Amsterdam, 420 pp., 1980.
29. *Pridmore D. F.* Three-dimensional modelling of electric and electromagnetic data using the finite-element method. Ph. D. Thesis, University of Utah, 1978.
30. *Sato M. and Mooney H. M.* The electrochemical mechanism of sulphide self-potentials. *Geophysics*, **25** (1), 226—249, 1960.
31. *Seigel H. O.* Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics*, **24**, 547—565, 1959.
32. *Seigel H. O.* The induced polarization method. In L. W. Morley (Editor), Mining and groundwater geophysics. *Econ. Geol. Rep.*, No. 26. *Geol. Surv. Can.* pp. 123—137, 1967.
33. *Sumner J. S.* Principles of I.P. for Geophysical Exploration. Elsevier, New York, 278 pp., 1976.
34. *Tagg G. F.* Earth Resistance. George Newnes Ltd., London, 258 pp., 1964.
35. *Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. and Keys D. A.* Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 860 pp., 1976. [Русский перевод: Телфорд В., Гелдарт Л., Шерифф Р., Кейс Д. Прикладная геофизика. — М.: Недра, 1981.]
36. *Töpfer K. D. and Legg C. A.* Geophysical exploration for groundwater in the Lusaka district, Republic of Zambia. *J. Geophys.*, **40**, 97—112, 1974.
37. *Van Dam J. C. and Meulenkaamp J. J.* Some results of the geolectrical resistivity method in ground water investigation in the Netherland. *Geophys. Prospect.*, **15**, 92—115, 1967.
38. *Van Zizl J. S. V.* Electrical studies of the deep crust in various tectonic provinces of southern Africa. In J. G. Heacock (Editor), *The Earth's Crust* (Geophysical Monograph 20). American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 470—500, 1977.
39. *Wait J. R.* (Editor). Overvoltage Research and Geophysical Applications. Pergamon, London, pp. 4—21, 1959.
40. *Weigl M.* Geoelectrics over oil deposits — some experiences. *Prakla-Seismos Rep.*, No. 4, pp. 12—15, 1982.
41. *Zohdy A. A. R.* Automatic interpretation of Schlumberger Sounding curves, using modified Dar Zarrouk functions. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **1313E**, 39 pp., 1975.

## 7. Электромагнитные методы

### 7.1. Введение

Электромагнитные (ЭМ) методы основаны на измерениях электромагнитных полей, которые связаны с переменными токами, возбуждаемыми в породах первичным полем. В большинстве методов первичное, или возбуждающее, поле создается пропусканием переменного тока через рамочную антенну или по длинному проводу, положенному на земную поверхность. Первичное поле распространяется в пространстве как выше, так и ниже поверхности и индуцирует в подземных проводниках токи в соответствии с законами электромагнитной индукции. Эти токи создают вторичные электромагнитные поля, которые искажают первичное поле. В общем результирующее поле, которое может восприниматься соответствующей приемной рамочной антенной, будет отличаться от первичного поля по напряженности, фазе и направлению, что позволяет обнаруживать присутствие проводящих тел.

Главной задачей электромагнитных методов в варианте *искусственного поля* является выявление тел с высокой электропроводностью. Наиболее благоприятными объектами являются руды металлов, в частности массивные сульфиды. Но эти методы используются и для оконтуривания разломов, зон дробления и тонких проводящих жил, а также широко применяются при прослеживании подземных труб и кабелей. Частоты источников обычно лежат в интервале от 100 до 5000 Гц. Главное преимущество этих методов перед методом сопротивлений состоит в том, что для них не требуются проводящие заземления, а многие системы могут использоваться в аэроварианте.

К методам электромагнитных *естественных полей* относятся метод АФМАГ и теллурические методы, в которых используются естественные поля земных токов в выбранных диапазонах частот. Потенциальная глубинность этих методов значительно больше, чем глубина исследований методами искусственных источников поля. В частности, магнитотеллурические (МТ) методы способны выявлять в коре и мантии основные границы раздела разных по проводимости объектов, например границу между осадочными породами и фундаментом или зоны с очень высокой электропроводностью в мантии.

Теория электромагнитных методов сложнее, чем электрических. Хорошее теоретическое рассмотрение, в частности, вопросов интерпретации данных, получаемых электромагнитными методами, приведено в работах [19, 26, 29]. Различные наземные и аэроварианты электромагнитных систем описаны в [2, 28].

Целью этой главы является краткое и элементарное изложение теоретических принципов и описание практического применения некоторых электромагнитных методов. Приведены также примеры их применения для решения геологических задач и глубинных исследований проводимости.

## 7.2. Элементарная теория

**7.2.1. Фундаментальные величины и уравнения поля.** Электромагнитное поле можно описывать четырьмя векторами. Приведем их названия, а также единицы измерения в системе СИ:

$E$  — напряженность электрического поля (В/м),

$H$  — напряженность магнитного поля (А/м),

$B$  — магнитная индукция, или плотность потока (Вб/м<sup>2</sup>, или тесла),

$D$  — электрическое смещение (Кл/м<sup>2</sup>).

Четыре уравнения Максвелла связывают эти векторы с их источниками — распределением плотности электрических зарядов  $\rho_c$  (Кл/м<sup>3</sup>) и распределением плотности электрического тока  $J$  (А/м<sup>2</sup>) — следующим образом:

$$\operatorname{rot} E = -\frac{\partial B}{\partial t}, \quad (7.1)$$

$$\operatorname{rot} H = J + \frac{\partial D}{\partial t}, \quad (7.2)$$

$$\operatorname{div} B = 0, \quad (7.3)$$

$$\operatorname{div} D = \rho_c. \quad (7.4)$$

Хотя приведенные уравнения хорошо известны тем, кто изучал физику, но, может быть, полезно напомнить их общий физический смысл. Уравнение (7.1) является математическим выражением закона Фарадея: в области меняющегося во времени магнитного поля существует такое электрическое поле, что общая э. д. с., созданная в любом замкнутом контуре, пропорциональна скорости изменения магнитного потока со знаком минус. Уравнение (7.2) выражает закон Ампера: каждый элемент тока создает вокруг себя магнитное поле, причем это поле пропорционально общему току (ток проводимости плюс

ток смещения). Уравнение (7.3) просто утверждает, что одиночные магнитные полюса не существуют, а уравнение (7.4) служит выражением закона Кулона: электрические силовые линии начинаются и заканчиваются на электрических зарядах.

Три других соотношения, связывающих векторы поля, имеют вид

$$D = \varepsilon E, \quad B = \mu H, \quad J = \sigma E, \quad (7.5)$$

где  $\varepsilon$ ,  $\mu$  и  $\sigma$  — диэлектрическая проницаемость (Ф/м), магнитная проницаемость (Гн/м) и удельная проводимость (См/м) среды соответственно.

Используя эти соотношения, можно выражать уравнения Максвелла только через два вектора:  $E$  и  $H$  [6, с. 469]. Далее, если предполагается, что  $E$  и  $H$  зависят от времени в форме  $H(t) = H_0 e^{i\omega t}$ , где  $\omega$  ( $= 2\pi f$ ) — угловая частота поля, то векторные уравнения для  $H$  и  $E$  принимают вид

$$\nabla^2 H = i\omega\mu\sigma H - \varepsilon\mu\omega^2 H, \quad (7.6)$$

$$\nabla^2 E = i\omega\mu\sigma E - \varepsilon\mu\omega^2 E. \quad (7.7)$$

Это основные уравнения, описывающие распространение электрического и магнитного полей в изотропной однородной среде, физические свойства которой задаются величинами  $\varepsilon$ ,  $\mu$  и  $\sigma$ .

В воздухе и плохо проводящих породах  $\sigma = 0$ ,  $\varepsilon = \varepsilon_0 = 9 \times 10^{-12}$  и  $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ . Типичные частоты, используемые в системах электромагнитной разведки, примерно равны 1000 Гц ( $\omega \sim 6000$  рад/с). При этих значениях и действительные, и мнимые компоненты становятся столь малыми, что члены в правых частях уравнений (7.6) и (7.7) практически равны нулю.

Поэтому для непроводящей среды уравнения поля принимают вид

$$\nabla^2 H = 0, \quad \nabla^2 E = 0. \quad (7.8)$$

В средах с умеренной и высокой удельной проводимостью (например, в соленой воде, массивных сульфидах, графите)  $\sigma \approx 1 \div 10^{-3}$  См/м,  $\varepsilon \approx 10 \varepsilon_0$  и  $\mu \approx \mu_0$ . При таких значениях параметров первый член справа в (7.6)—(7.7) становится достаточно большим, в то время как второй все еще остается пренебрежимо малым. Поэтому в зонах с заметной проводимостью уравнения (7.6) и (7.7) сводятся к следующим:

$$\nabla^2 H = i\omega\mu\sigma H, \quad \nabla^2 E = i\omega\mu\sigma E. \quad (7.9)$$

Относительная величина члена  $\omega\mu\sigma$  имеет важный физический смысл, определяя как затухание электромагнитных полей, так и возбуждение индуцированных полей.

**7.2.2. Затухание электромагнитных полей и глубинность исследований.** Любое электромагнитное поле, созданное вне проводника, ослабляется с продвижением в глубь этого проводника, причем степень ослабления зависит от частоты и удельной проводимости. Для плоской волны, распространяющейся вертикально вниз в полупространстве с проводимостью  $\sigma$ , решение легко получить из уравнения (7.9). Физический результат этого решения состоит в том, что поле ( $E$  или  $H$ ), имеющееся на поверхности, уменьшается по амплитуде в  $e^{-\alpha z}$  раз на глубине  $z$ , где  $\alpha = \sqrt{\omega\mu\sigma/2}$ .

Глубина  $z_s$ , на которой амплитуда уменьшается до  $1/e$  (т. е. до 37%) от ее значения на поверхности, называется *толщиной скин-слоя*. Эта толщина, часто называемая также глубиной проникновения электромагнитной волны (глубинностью), определяется выражением

$$z_s = \frac{503,8}{\sqrt{\sigma f}} = 503,8 \sqrt{\rho/f}, \quad (7.10)$$

где  $\rho (=1/\sigma)$  — удельное сопротивление (в Ом·м), а  $f$  — частота электромагнитной волны (в Гц).

В табл. 7.1 приведены изменения толщины скин-слоя при изменениях частоты и удельного сопротивления. Если приповерхностные породы имеют низкое удельное сопротивление ( $\rho \sim 100$  Ом·м), например из-за присутствия воды, содержащей растворенные соли, то глубина  $z_s$  будет на частоте  $f=1000$  Гц примерно равна 160 м, а на частоте  $f=100$  кГц (радиочастоты) — только 16 м. В осадочных бассейнах для пород характерны удельные сопротивления порядка 1—10 Ом·м, и при этом для достижения глубины проникновения 1600 м потребовалась бы частота  $f$  всего лишь 0,1 Гц. Эти оценки толщины скин-слоя следует рассматривать лишь как предположительные. В полевой практике на глубинность исследования оказывают влияние и другие факторы, такие как шумы приборов, относительная величина случайных аномалий, вызванных близповерхностными изменениями проводимости, и геометрия глубинной проводящей зоны.

**7.2.3. Соотношение фаз между первичным и вторичным полями.** На рис. 7.1 показана обобщенная схема измерений в индуктивном методе разведки. Переменный ток с частотой  $\omega/2\pi$  и силой  $I_p$ , циркулирующий в катушке генератора, создает в окружающей области пространства первичное поле  $P$ . Это поле пропорционально и синфазно  $I_p$ , что выражается в соотношении

$$P = KI_p \sin \omega t, \quad (7.11)$$

Таблица 7.1. Изменения толщины скин-слоя с частотой  $f$  плоской электромагнитной волны, распространяющейся в полупространстве с удельным сопротивлением  $\rho$  (удельной проводимостью  $\sigma$ )<sup>1)</sup>

$f$ , Гц	Толщина скин-слоя, м			
	$\rho=10^{-2}$ Ом·м $\sigma=10^2$ См/м	1 Ом·м 1 См/м	$10^2$ Ом·м $10^{-2}$ См/м	$10^4$ Ом·м $10^{-4}$ См/м
0,01	500	5000	$5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^5$
0,1	160	1600	$1,6 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^5$
1	50	500	5000	$5 \cdot 10^4$
10	16	160	1600	$1,6 \cdot 10^4$
$10^2$	5	50	500	5000
$10^3$	1,6	16	160	1600
$10^4$	0,5	5	50	500
$10^6$	0,05	0,5	5	50

<sup>1)</sup> Единица удельной проводимости в системе СИ — сименс на метр (См/м) — та же самая, что  $(\text{Ом} \cdot \text{м})^{-1}$  — единица, обычно используемая в геофизике.

где величина  $K$  зависит от геометрии системы, числа витков и площади рамочной антенны.

Когда первичное поле  $P$  действует на электрическую цепь, скажем на проводник, то э. д. с. индукции  $E_s$ , возбуждаемая в этом проводнике, пропорциональна  $P$  и отстает от  $P$  на четверть периода. Это следует из основного закона индукции

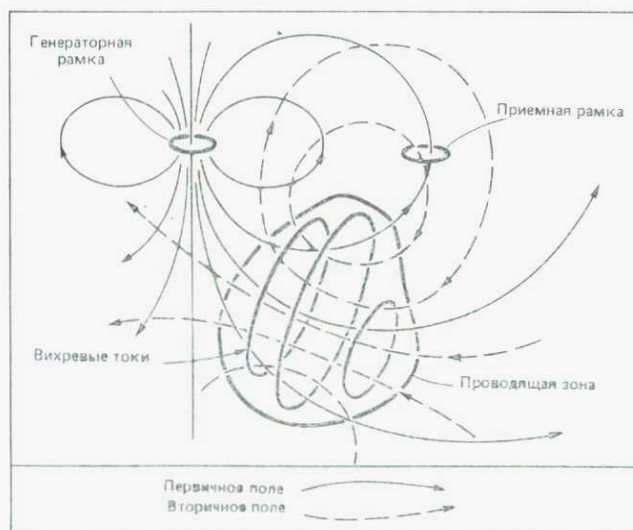


Рис. 7.1. Обобщенная схема принципа индуктивной разведки [6].

(закона Фарадея). Отставание по фазе, выраженное через угол, можно записать в виде

$$\text{Отставание по фазе } (E_s \text{ относительно } P) = \pi/2. \quad (7.12)$$

Пусть  $Z_s (=R_s + i\omega L_s)$  — эффективное полное сопротивление проводника с активным сопротивлением  $R_s$  и индуктивностью  $L_s$ . Индуцированный (вихревой) ток, текущий в проводнике, будет равен

$$I_s = E_s / Z_s. \quad (7.13)$$

Ток  $I_s$ , как и создаваемое им вторичное магнитное поле  $S$ , отстает по фазе от э. д. с. индукции  $E_s$ , причем отставание по фазе  $\Phi$  зависит от свойств проводника как электрической цепи. Значение  $\Phi$  определяется из соотношения  $\text{tg}\Phi = \omega L_s / R_s$ , и его можно записать в виде

$$\begin{aligned} \text{Отставание по фазе } (S \text{ относительно } E_s) &= \\ &= \Phi = \text{arctg}(\omega L_s / R_s). \end{aligned} \quad (7.14)$$

Полная разность фаз между первичным и вторичным полями получается суммированием уравнений (7.12) и (7.14), что дает

$$\begin{aligned} \text{Отставание по фазе } (S \text{ относительно } P) &= \\ &= \pi/2 + \Phi = \pi/2 + \text{arctg}(\omega L_s / R_s). \end{aligned} \quad (7.15)$$

Из описанного выше следует, что, когда мы имеем очень хороший проводник ( $\omega L_s / R_s \rightarrow \infty$  и  $\Phi = \pi/2$ ),  $S$  отстает по фазе от  $P$  почти на  $180^\circ$ . Для очень плохого проводника ( $\omega L_s / R_s \rightarrow 0$  и  $\Phi \rightarrow 0$ )  $S$  отстает по фазе от  $P$  на  $90^\circ$ . Таким образом, величина фазовой задержки вторичного поля  $S$  является мерой проводимости.

**7.2.4. Действительные и мнимые составляющие электромагнитных полей.** Комбинация первичного  $P$  и вторичного  $S$  полей дает векторную сумму  $R$ , которая действительно измеряется приемным блоком. Соотношение между  $P$ ,  $S$  и  $R$  лучше всего иллюстрируется векторной диаграммой, показанной на рис. 7.2. Составляющая вектора  $R$ , синфазная  $P$ , равна  $R \cos \alpha$ ; эта величина называется *действительной* или *синфазной* составляющей. А компонента, сдвинутая по фазе на  $90^\circ$  и равная  $R \sin \alpha$ , называется *мнимой* или *квадратурной* составляющей. По существу в квадратурной составляющей нет ничего мнимого. Термины «действительный» и «мнимый» введены в теории цепей переменного тока и используются здесь независимо от их буквального смысла.

Сходным образом вторичное поле  $S$  тоже можно разделять на действительную составляющую величиной  $S \sin \Phi$  и мнимую величиной  $S \cos \Phi$ . Отношение амплитуд действительной

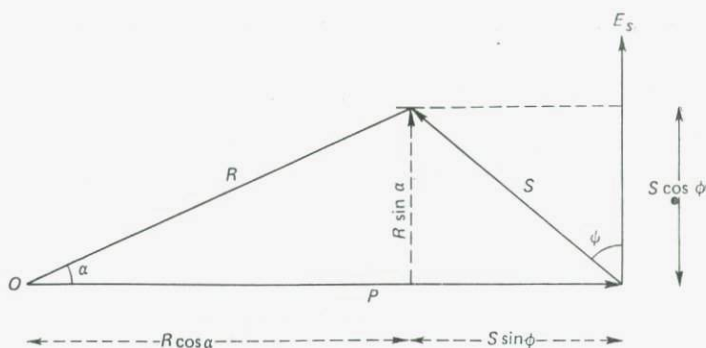


Рис. 7.2. Фазовые соотношения между первичным ( $P$ ), вторичным ( $S$ ) и суммарным ( $R$ ) полями. Важно подчеркнуть, что векторами показаны лишь взаимные временные соотношения, но не пространственные направления полей.

( $\text{Re}$ ) и мнимой ( $\text{Im}$ ) составляющих вторичного поля связано с фазовым углом  $\Phi$  простым выражением

$$\text{Re}/\text{Im} = \text{tg } \Phi = \omega L_s / R_s. \quad (7.16)$$

Чем больше отношение  $\text{Re}/\text{Im}$ , тем лучше проводник.

### 7.2.5. Эллиптическая поляризация электромагнитного поля.

Когда на присутствующее в геологическом разрезе проводящее тело действует первичное поле, то результирующее поле, измеренное приемным блоком («рамочной антенной»), является комбинацией первичного и вторичного полей. Исходя из фазовых соотношений, рассмотренных в разд. 7.2.3, выражения для этих полей мы можем записать в виде

$$P = A \sin \omega t, \quad (7.17)$$

$$S = B \sin (\omega t - \pi/2 - \Phi), \quad (7.18)$$

где  $A$  и  $B$  зависят от геометрии передатчика, проводящего тела и приемника.

Исключение  $\omega t$  из (7.17) и (7.18) дает

$$\frac{P^2}{A^2} + \frac{S^2}{B^2} - \frac{2PS \sin \Phi}{AB} = \cos^2 \Phi, \quad (7.19)$$

что представляет собой уравнение эллипса.

Описанный выше анализ является частным случаем двух полей  $P$  и  $S$ , ориентированных в пространстве под прямыми углами друг к другу. Однако можно показать, что независимо от числа вторичных полей, а также их амплитуд, фаз и направлений результирующая векторов  $P$  и  $S$  может быть представле-

на отдельным вектором  $R$ , конец которого  $\omega/2\pi$  раз в секунду описывает эллипс.

Эллипс поляризации может лежать в любой плоскости под углом к горизонтали или вертикали. Очевидно, что приемную рамку всегда можно ориентировать так, чтобы она располагалась в плоскости этого эллипса, т. е. мог бы получаться истинный нулевой сигнал. Располагая рамочную антенну перпендикулярно плоскости эллипса и измеряя максимальный и минимальный сигналы, наведенные в ней, когда она совершает полный оборот, можно определить большую и малую оси этого эллипса. Эти оси определяют амплитуды действительной и мнимой компонент результирующего поля. Некоторые первые модификации электромагнитных методов основывались на определении эллипсов поляризации.

### 7.3. Классификация электромагнитных методов

В полевых работах используется огромное множество электромагнитных методов. Их можно разделить на системы с искусственным источником и с естественным источником поля, а далее каждый из них подразделяется в соответствии с методикой выполнения съемки, например системы с неподвижным источником и с движущимися источником и приемником для наземной и аэросъемок.

Вероятно, более удобно классифицировать электромагнитные методы по действительно измеряемому параметру поля — эллипсу поляризации, напряженности, фазовым составляющим и т. п. Такого типа классификация распределяет их на три главные категории.

*Методы измерения угла наклона.* В этих методах измеряется только наклон большой оси эллипса поляризации. В эту категорию входят: а) метод неподвижной вертикальной рамочной антенны и б) АФМАГ и сверхдлинноволновые методы.

*Методы измерения амплитуды и фазы.* Эти методы предназначены для измерения фазы и амплитуды вторичного поля относительно фазы и амплитуды первичного. Сюда входят: а) компенсационный или метод Сундберга, б) Турам и в) методы подвижных источника и приемника (Слингграм, электромагнитная пушка).

*Магнитотеллурический метод.* В этом методе осуществляется сравнение амплитуд и фаз электрического и магнитного полей, связанных с распространением в Земле теллурических

токов. Он используется для изучения вариаций проводимости на больших глубинах.

Мы рассмотрим лишь несколько важных методов из выделенных выше категорий.

#### 7.4. Методы измерения угла наклона

**7.4.1. Метод неподвижного источника в виде вертикальной рамки.** Этот метод, впервые разработанный еще в 1920-х годах, все еще остается популярным благодаря относительной простоте полевого оборудования и несложности выполнения работ.

Принцип метода относительно прост и иллюстрируется рис. 7.3. Первичное поле  $P$ , создаваемое вертикальной рамкой, горизонтально в точках наблюдения на земной поверхности. Оно возбуждает некоторое распределение тока в проводящей зоне ниже поверхности. Если эта зона имеет большую длину по простиранию перпендикулярно плоскости рисунка, то индуцированный ток концентрируется вдоль ее верхнего края. Этот ток создает вторичное магнитное поле  $S$ , которое в сочетании с  $P$  дает результирующее поле  $R$ , измеряемое приемной рамкой. Если поле  $S$  мало по сравнению с  $P$ , как обычно и бывает, то вектор  $R$  почти совпадает с большой осью эллипса поляризации.

Для случая, показанного на рис. 7.3, плоскость рисунка является плоскостью эллиптической поляризации. Поэтому сама линия профиля дает простирание (или азимут простирания) плоскости поляризации.

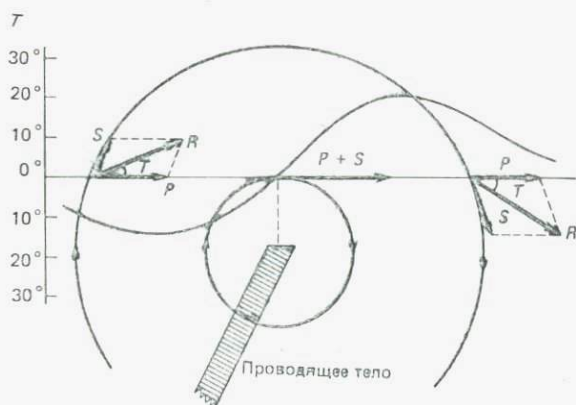


Рис. 7.3. Наклон электромагнитного поля. Первичное поле является горизонтальным. Векторная сумма первичного ( $P$ ) и вторичного ( $S$ ) полей дается вектором  $R$ , наклон которого к горизонтальной плоскости равен  $T$ .

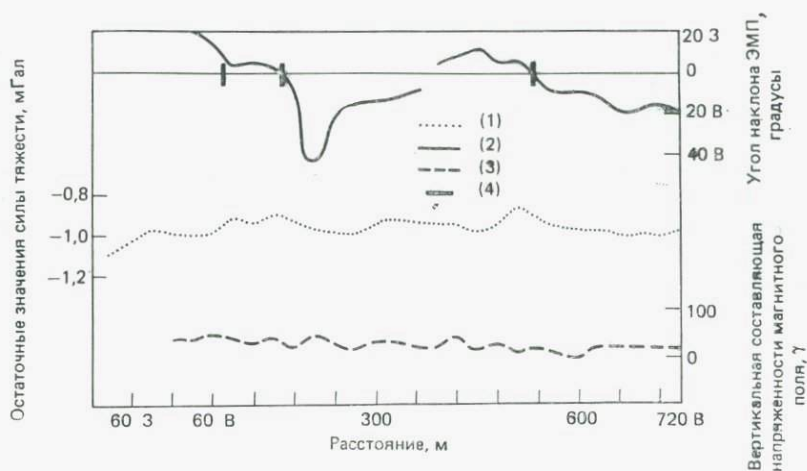


Рис. 7.4. Три графитовые зоны, закартированные электромагнитным методом угла наклона (кривая (2)), но пропущенные и гравиметрическим (кривая (1)) и магнитным (кривая (3)) профилированием ((4) — ось проводящей зоны). В гравиметрической кривой учтен региональный градиент. (Из [25] с изменениями.)

Наклон определяется следующим образом. Приемная рамка размещается перпендикулярно линии профиля и поворачивается вокруг своего горизонтального диаметра вплоть до получения минимального сигнала. В этом положении результирующий вектор находится в плоскости антенны, а угол между плоскостью антенны и горизонтальной плоскостью дает наклон большой оси эллипса поляризации. Проводящая зона располагается под точкой перегиба, где угол наклона  $T$  изменяет знак (рис. 7.3). Наклон кривой  $T(x)$  в точке перегиба, а также экстремальные значения угла  $T$  дают представление о глубине верхней кромки проводящей зоны. Асимметрия кривой позволяет приблизительно оценить угол падения проводящего слоя.

Однако точность этого метода невелика, а его разрешающая способность весьма ограничена, особенно в отношении проводящих зон, расположенных на большой глубине. Помимо приблизительного местоположения проводящей зоны этот метод дает очень небольшую количественную информацию о проводимости разреза. На рис. 7.4 представлен пример определения местоположения графитовых зон по результатам электромагнитных измерений методом угла наклона в районе, где данные гравиметрических и магнитных измерений не привели к получению каких-либо диагностических признаков.

**7.4.2. Метод АФМАГ в сверхдлинноволновые методы.** Среди наиболее современных методов электромагнитной съемки не-

обходимо упомянуть две системы, которые по существу основаны на измерении угла наклона. Это пассивные методы в том смысле, что в качестве передатчика используется отдаленный источник энергии, который не контролируется оператором. Измерения могут проводиться на поверхности и в воздухе.

В методе АФМАГ (AFMAG—audio frequency magnetic field=магнитное поле на звуковых частотах), предложенном Уордом [24], первичное поле по существу является серией импульсов, которые возбуждаются удаленными вспышками молний, связанными с грозовой активностью (рис. 7.5). Электромагнитная энергия распространяется между земной поверхностью и нижней ионосферой, причем атмосфера действует как волновод. Затухание в этом волноводе достаточно мало, так что энергия может распространяться вдоль всего земного шара. Частоты, связанные с полями АФМАГ, обычно лежат в интервале 1—1000 Гц. Благодаря наличию атмосферного волновода направление полей АФМАГ практически горизонтально. Амплитуды изменяются случайным образом, а направления, как правило, являются квазислучайными. В обычном состоянии приемная рамка в любой точке будет указывать на горизонтальную плоскость поляризации и размытый азимут в этой плоскости. Однако в присутствии подземных проводников создается вторичное поле, которое заставляет вектор суммарного поля отклоняться от горизонтали и концентрироваться в каком-то одном направлении. Результирующему вектору свойственны те же характерные вариации наклона в окрестности проводящей зоны, что и у поля на рис. 7.3.

Метод АФМАГ имеет определенные преимущества перед методами искусственного источника. Передатчик здесь не тре-

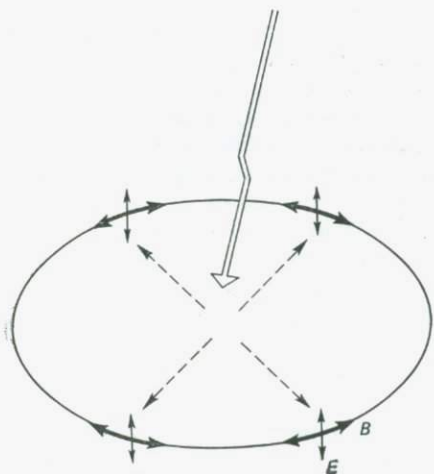


Рис. 7.5. Характеристики электромагнитного поля на большом расстоянии от места вспышки молнии. На поверхности Земли магнитное поле  $B$  является горизонтальным, а электрическое поле  $E$  — вертикальным.

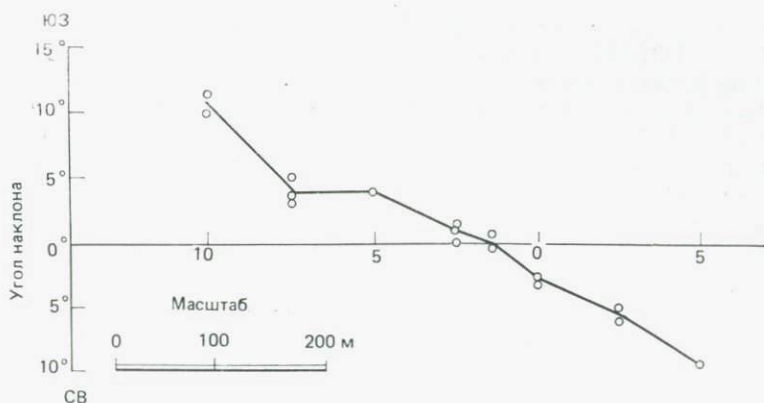


Рис. 7.6. Аномалия АФМАГ над узкой аллювиальной долиной. Провинция Бассейнов и Хребтов, шт. Невада, США [27].

буется. Используются сравнительно низкие частоты, которые обеспечивают хорошую глубинность исследований. Поскольку первичное поле является однородным, даже малые перепады проводимости в Земле будут создавать большие аномалии АФМАГ, при условии что эти изменения отвечают объектам с большой общей площадью. Следовательно, этот метод более пригоден для выделения больших глубинных структур, таких, как погребенные вертикальные дайки, разломы и заполненные водой трещины, чем для поиска локализованных хорошо проводящих рудных тел.

Уорд [27] приводит интересный пример аномалии АФМАГ (рис. 7.6) в центре относительно узкой аллювиальной долины (шириной 800 м и длиной в несколько километров) в Провинции Бассейнов и Хребтов в шт. Невада, США. Неясна была причина этой аномалии: была ли она обусловлена разломом или сдвигом под долиной или вызывалась концентрацией теллурических токов в аллювиальных отложениях долины. Вдоль и поперек долины было отработано несколько профилей методом сопротивлений, которые показали, что удельные сопротивления обнажающихся коренных пород и аллювия имеют один и тот же порядок. Поэтому был сделан вывод, что между аллювием и обнаженными коренными породами в этой области нет явного различия в плотности теллурических токов. Аномалия АФМАГ, видимо, указывает на неоднородность именно в коренных породах, с которой могла бы быть связана и аномалия в аллювии. Возможной причиной может быть погребенный разлом, по которому в аллювий снизу могут поступать растворы. Но в целом сама долина, видимо, не создает аномалию АФМАГ.

Сверхдлинноволновые (СДВ) методы во многом сходны с методом АФМАГ, но используют энергию отдаленных мощных радиопередатчиков в диапазоне 15—25 кГц, действующих в разных странах. Некоторые примеры: NAA, Катлер, США, 17,8 кГц, 1 МВт; ROR, Горький, СССР, 17,0 кГц, 315 кВт; GBR, Регби, Великобритания, 16,0 кГц, 500 кВт; NWC, Австралия, 15,5 кГц, 1 МВт. С точки зрения радиовещания эти частоты называются очень низкими (ОНЧ), но они не являются низкими в контексте геофизических методов, где используются электромагнитные передатчики с частотами до 100 Гц.

Антенна СДВ-передатчиков по существу является длинным вертикальным проводом, несущим переменный ток. Основная компонента магнитного поля является горизонтальной (подобно сигналу АФМАГ), а магнитные силовые линии представляют собой концентрические окружности вокруг мачты антенны (рис. 7.7). На очень больших расстояниях от передатчика первичное поле можно считать однородным и имеющим азимут в направлении, перпендикулярном к пеленгу из точки наблюдения на передатчик.

Полевые измерения ведутся по следующей методике. Приемная рамочная антенна, настроенная на частоту выбранной СДВ-станции и соединенная с детектором сигналов, устанавливается так, чтобы ее ось была горизонтальна, и поворачивается по азимуту, пока не будет найден минимум. В этом положении при отсутствии аномалий ось рамочной антенны указывала бы направление на СДВ-станцию. Затем антенна поворачивается на  $90^\circ$ , причем ее ось продолжает оставаться горизонтальной, и, наконец, наклоняется вокруг своего горизонтального диаметра, пока не фиксируется минимальный сигнал. Этот угол наклона записывается. Наклон рамочной антенны дает угол наклона эллипса поляризации. Тангенс его служит приближенной ме-



Рис. 7.7. Характеристики магнитного поля от СДВ-радиостанции. На больших расстояниях основная компонента магнитного поля  $B$  горизонтальна.

рой отношения действительной компоненты вертикального вторичного поля к горизонтальному первичному полю (см. рис. 7.3). Выпускаемый промышленностью вариант Geonics-16 позволяет регистрировать и угол наклона в градусах, и тангенс этого угла, выраженный в процентах.

СДВ-метод сходен с методом АФМАГ, но имеет то преимущество, что направление первичного поля фиксировано и уровень сигнала достаточно однороден. Однако использование более высоких частот приводит к меньшей глубинности. Другой недостаток метода состоит в том, что в нем не всегда удается регистрировать сигналы, которые создавали бы вектор первичного поля, приблизительно перпендикулярный простиранию геологических тел в районе съемки. Этот метод пригоден для выделения локализованных проводящих зон. Однако считается, что он больше подходит для картирования неглубоких геологических структур, таких как зоны контактов между породами с различными удельными сопротивлениями.

Интерпретация данных СДВ-метода к настоящему времени остается главным образом качественной, хотя в некоторых геофизических центрах ведутся теоретические работы по разработке способов количественной интерпретации. Патерсон и Ронка [14] вывели несколько эмпирических правил, которые основаны на допущении о плоском горизонтальном первичном поле. Эти правила связывают горизонтальное расстояние  $\Delta x$  между точками максимального и минимального угла наклона  $T$  с глубиной проводящего тела (см. рис. 7.3).

Для небольшого сферического тела глубина до центра  $d$  и радиус  $r$  определяются выражениями

$$d \approx \Delta x, \quad r \approx 1,3d(\text{arc tg } T_{\max})^{1/2}.$$

Для тонкого цилиндра

$$d \approx 0,86\Delta x, \quad r \approx 1,2d(\text{arc tg } T_{\max})^{1/2}.$$

Для линейного источника, например круто наклоненного тонкого слоя, глубина до верхней границы определяется выражением

$$d \approx 0,5\Delta x.$$

В работах [14, 15] приведено несколько примеров практического применения СДВ-съемок при разведке и геологическом картировании. На рис. 7.8, а показаны СДВ-профиль над площадью запланированных горных работ в Годдергеме, пров. Онтарио, Канада, и его интерпретация Патерсоном и Ронкой. Указаны две, а может быть, и три проводящие зоны. Аномалия в левой части типична для хорошо проводящей зоны, расположенной близко к поверхности; бурение подтвердило наличие массивного сульфидного тела. Аномалия в правой части поз-

воляет предполагать наличие зоны с очень слабой проводимостью также вблизи поверхности. Центральная проводящая зона, видимо, обусловлена влиянием перекрывающей толщи. На рис. 7.8, б показан СДВ-профиль над зоной разлома в районе реки Коппермайн, Северо-Западные территории, Канада. Это весьма типичная аномалия для области, где СДВ-съемки выполнялись с целью картирования разломов и зон брекчирования в породах фундамента. Слабая положительная аномалия указывает

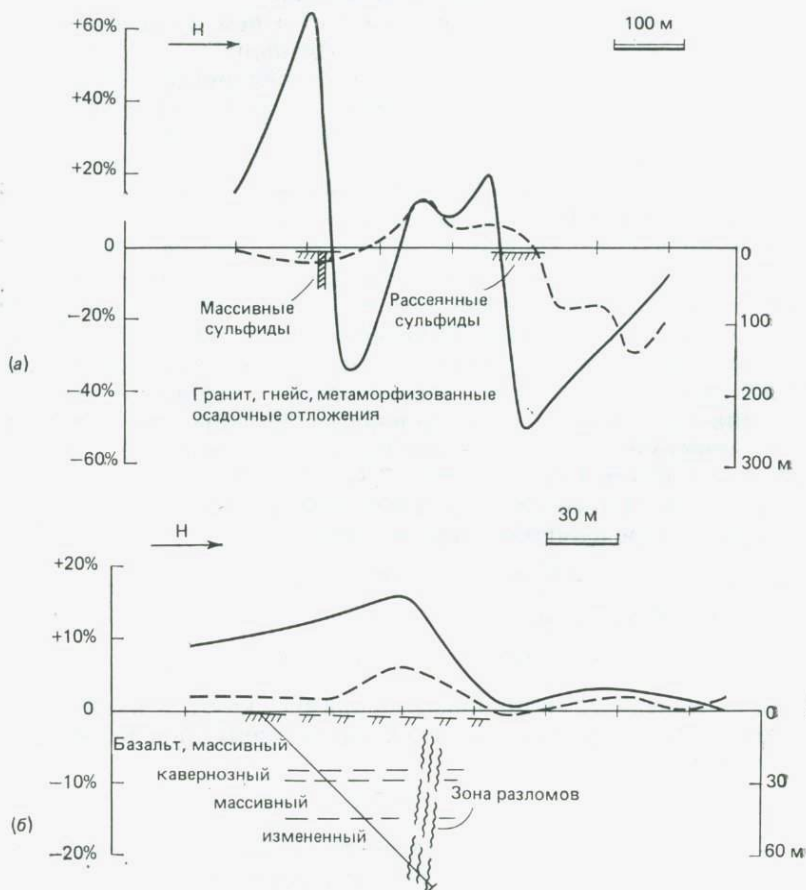


Рис. 7.8. Примеры СДВ-аномалий над зонами с высокой и низкой проводимостью. По оси ординат отложен тангенс измеренного угла наклона (в процентах). Сплошные и пунктирные кривые соответствуют синфазным и квадратурным составляющим [14]. (а) Кривые СДВ-поля над площадью горных работ в Годдергеме, пров. Онтарио, Канада, позволяющие определить местоположения трех проводящих зон, из которых одна (левая) вскрыта скважиной. (б) Кривые СДВ-поля в области р. Коппермайн (Северо-Западные территории, Канада), указывающие местоположение зоны разлома.

на то, что зона разлома представляет собой плохой проводник. Главные разломы в этой области, видимо, коррелируются с более сильными положительными СДВ-аномалиями.

## 7.5. Методы измерения амплитуды и фазы

Описанные до сих пор методы дают возможность лишь определять местоположение и оконтуривать проводящую зону в геологическом разрезе. Но из разд. 7.2.4 мы знаем, что одновременное измерение синфазной и квадратурной составляющих вторичного поля позволило бы получать некоторые сведения об электрических свойствах самой проводящей зоны. Поэтому существует множество полевых систем, предназначенных для измерения как амплитуды, так и фазы вторичного поля относительно первичного. Ниже описываются три системы такого типа. Все они разработаны в Швеции.

**7.5.1. Методы компенсационный и Турам.** Первичное поле создается длинным заземленным изолированным кабелем (или большой горизонтальной петлей), по которому подается переменный ток низкой частоты (менее 1000 Гц). Кабель (или длинная сторона горизонтальной петли) размещается параллельно геологическому простиранию, а профили обрабатываются с правильными интервалами вдоль линий, перпендикулярных простиранию, как это показано на рис. 7.9.

Приемная рамка, состоящая из нескольких витков тонкого провода, устанавливается горизонтально (для измерения вертикальной составляющей  $Z$ ) или вертикально (для измерения горизонтальных составляющих  $X$  и  $Y$ ), а индуцируемое в ней напряжение сравнивается на компенсаторе с опорным напряжением. Опорный сигнал получается со вспомогательной приемной рамки, расположенной около кабеля передатчика и соединенной с компенсатором. Соединительный кабель можно исключить, используя для передачи опорного напряжения УКВ-радиосигнал, но это устройство является достаточно сложным.

Во многих съемках достаточно измерять действительные и мнимые составляющие вертикального поля ( $Z_r$  и  $Z_i$ ), для чего рамочная антенна приемника устанавливается горизонтально. На однородной ровной поверхности составляющая  $Z_i$  в нормальном поле равна нулю. Ее измеренные значения, существенно отличающиеся от нуля, непосредственно дают мнимую составляющую вторичного вертикального поля. Для определения действительной составляющей вторичного вертикального поля из измеренной в каждой точке наблюдений действительной составляющей нужно вычитать первичное вертикальное поле. Величина первичного намагничивающего поля,

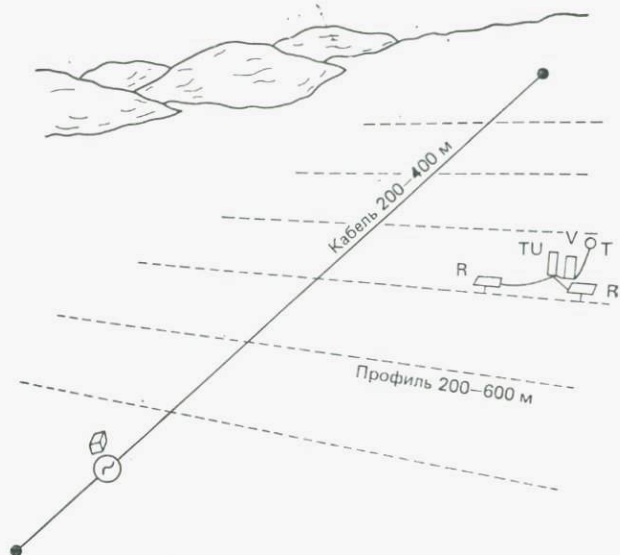


Рис. 7.9. Схема наблюдений для компенсационного метода и метода Турам. Справа показана полевая установка метода Турам с двумя приемными рамками R—R. TU—мостиковый компенсатор, V—усилитель, T—телефон.

создаваемого длинным прямым кабелем, получается из соотношения  $P=I/2\pi d$ , где  $I$ —ток в кабеле (в амперах), а  $d$ —расстояние до приемника (в метрах). При измерениях на холмистой поверхности может возникнуть необходимость вводить дополнительную поправку за разность высотных отметок передатчика и приемника.

На рис. 7.10 показан типичный профиль измерений ЭМП над длинным тонким проводящим слоем. Проводящая зона располагается под точкой перегиба кривой вторичного вертикального поля  $S_V$  или под точкой максимума кривой вторичного горизонтального поля  $S_H$ . Приблизительное представление о глубине дает половинная ширина аномалии на уровне половины максимума.

Метод Турам представляет собой дальнейшее развитие компенсационного метода. Система генератора и схема размещения оборудования сходны с показанными на рис. 7.9. Блок приемника состоит из двух идентичных рамочных антенн, разнесенных на 10—50 м друг от друга, которые перемещаются вдоль линии профиля. Обычно приемные рамки размещаются горизонтально, а измерения отношения амплитуд и разности фаз между индуцированными в них напряжениями производится мостиковым компенсатором.

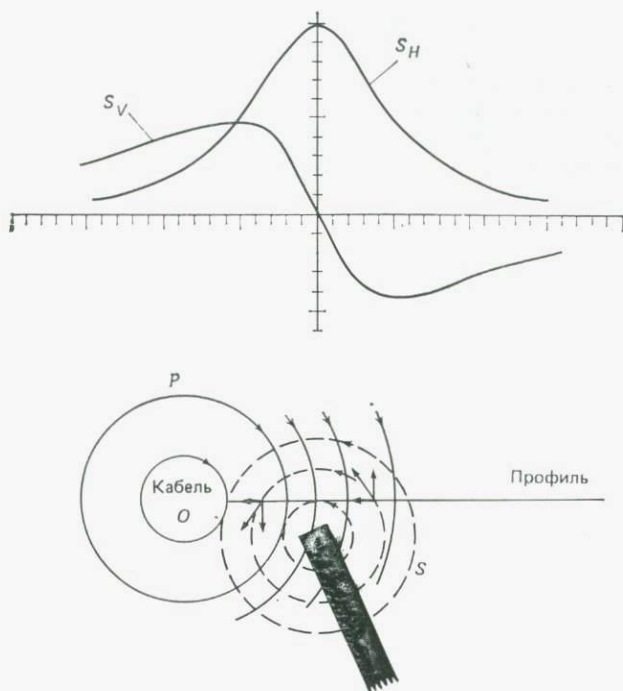


Рис. 7.10. Электромагнитная аномалия над длинным тонким проводником. Кривые  $S_H$  и  $S_V$  дают амплитуды вторичных горизонтального и вертикального полей (действительные составляющие).

Как и в компенсационном методе, в случае непроводящего разреза разность фаз будет равна нулю, а отношение амплитуд  $A_1/A_2$  — уменьшаться с увеличением расстояния от кабеля передатчика. Если отношение расстояний от кабеля до дальней и ближней рамочных антенн равно  $d_2/d_1$ , то получают нормированные отношения амплитуд  $(A_1/A_2) \cdot (d_2/d_1)$ , которые при отсутствии в разрезе проводящих зон равны единице. Очевидно, что отклонение этого нормированного отношения от единицы, а разности фаз от нуля будет указывать на присутствие в разрезе проводящих зон. Поскольку две рамки приемника по существу измеряют горизонтальный градиент амплитуды и фазы вторичного вертикального поля, то кривые метода Турам представляют собой горизонтальные производные соответствующих величин, полученных компенсационным методом. Метод Турам обладает тем преимуществом в работе, что для него не требуется кабель опорного сигнала между системой приемника и кабелем передатчика.

**7.5.2. Метод подвижных источника и приемника.** Это один из наиболее старых и, быть может, наиболее популярных индуктивных методов разведки. Он отличается от других методов тем, что источник первичного поля (рамка передатчика) перемещается одновременно с рамкой приемника вдоль профиля при фиксированном расстоянии между ними. Измерительные комплекты имеют различные названия, например Слинграм, электронная пушка, Ронка ЭМ и т. д., но принцип их один и тот же (рис. 7.11). Батарейный портативный генератор подает ток в рамочную антенну передатчика, которая имеет диаметр около 1 м. Идентичная по конструкции приемная антенна находится на расстоянии 30—100 м от передатчика. Рамки передатчика и приемника располагаются в одной плоскости и в большинстве случаев сохраняют горизонтальное положение. Опорный сигнал передается к приемнику по кабелю, соединенному с генератором, и по отношению к этому сигналу выделяются действительная и мнимая части принятого сигнала. Соединительный кабель контролирует и расстояние между двумя рамочными антеннами. Приемник измеряет и действительную, и мнимую составляющие вторичного или аномального поля, обычно в процентах от первичного поля. Система с подвижными источником и приемником легкая и портативная, но ее мощность (1—5 Вт), а потому и глубинность исследований малы.

Расположение профилей такое же, как в компенсационном методе с возбуждающей петлей (рис. 7.9). Профили преимущественно располагают перпендикулярно простиранию геологических структур, а полученные отсчеты относят к средней точке системы. С увеличением проводимости максимальные амплитуды сигналов увеличиваются для действительной составляющей ( $Re$ ) и уменьшаются для мнимой ( $Im$ ). Поэтому их отношение  $Re_{max}/Im_{max}$  позволяет оценивать распределение проводимости в геологическом разрезе. В качестве эффективной глубины обычно принимается половина расстояния между антеннами. Количественная интерпретация измеренных профилей (результаты которой выражаются как глубина и произведение удельной проводимости на толщину (параметр  $\sigma t$ )) выполняется с помощью «палеточных кривых» [6, 19], которые имеются для



Рис. 7.11. Установка системы Слинграм, предназначенной для выполнения электромагнитной съемки методом горизонтальной петли.

моделей некоторых простых тел, таких, как тонкий слой, бесконечное полупространство и сфера, и для различных электромагнитных систем, включая Турам и Слингграм. Обширная подборка таблиц и кривых для интерпретации результатов электромагнитного зондирования, применимых для однородных двух- и трехслойных моделей разреза, имеется в работе [21]. Рассмотрим некоторые примеры электромагнитных съемок методом горизонтальной петли.

**7.5.3. Примеры полевых наблюдений.** Первый пример относится к горнорудной области в северной Швеции, где в результате наземной электромагнитной съемки выявлено пиритовое рудное тело [13]. Съемка выполнялась горизонтальной компланарной системой с расстоянием между рамками 60 м. Частота возбуждения была равна 3600 Гц. На рис. 7.12 показан электромагнитный профиль, пересекающий рудное тело Сванселе. Представлена только действительная составляющая ( $Re$ ) аномалии, поскольку мнимая ( $Im$ ) была слишком мала. Как объяснялось ранее (разд. 7.2.4), такой вид кривой мог бы указывать на присутствие прекрасного проводника. Этот вывод подтвердили результаты измерений на буровых ядрах, которые обнаружили в этом рудном теле высокое содержание пирита. Магнитный профиль, который также нанесен на рис. 7.12, характеризуется очень большим градиентом, указывающим на малую глубину источника аномалии.

Другой пример получен в тропической зоне — в зеленокаменном поясе шт. Баия, Бразилия [11]. Это область интенсивного тропического выветривания, где предполагается, что большинство зарегистрированных аэрометодами электромагнитных аномалий вызывается проводящим верхним слоем наносов. В результате наземных исследований (для контроля аэросъемки) удалось определить местоположение некоторых вулканогенных массивных сульфидных тел. На рис. 7.13 показаны результаты наземных геофизических измерений над узкой проводящей зоной. Наземная электромагнитная съемка, выполненная многочастотной системой с горизонтальной петлей, позволила оконтурить тело шириной 30 м с падением на восток. Глубина проводящей зоны оценивалась в 5 м, а ее проводимость (параметр  $\sigma l$ ) — примерно в 10 См·с.

По этому же профилю проводились дополнительные геофизические измерения, включая измерения силы тяжести и ВП. Полученная кривая силы тяжести сравнивалась с аномалией, рассчитанной для модели дайки с предполагаемым перепадом плотности 250 кг/м<sup>3</sup>. Хорошее согласие получалось для дайки шириной 50 м, залегающей на глубине 10 м [17]. Измерения ВП выполнялись двухдипольной установкой с расстоянием между соседними электродами  $a=25$  м. С выявленной ранее прово-

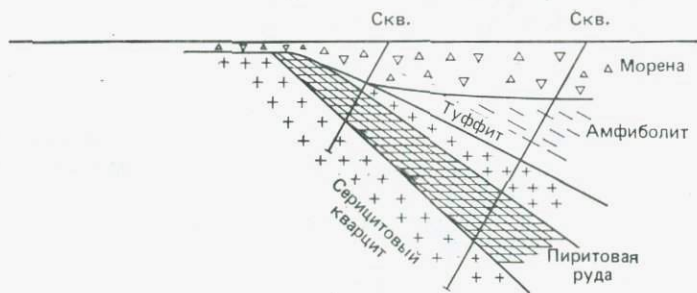
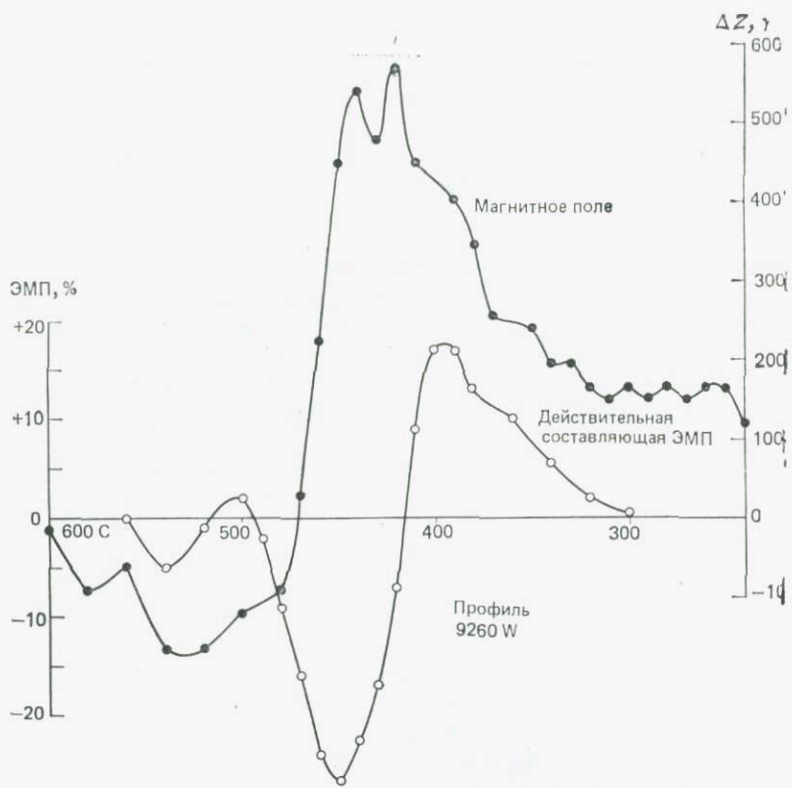


Рис. 7.12. Измерения установкой Слингграм через рудное тело Сванселе (Швеция). Показаны аномалия действительной составляющей электромагнитного поля, вертикальной составляющей магнитного поля, результаты интерпретации и данные бурения. Расстояние между рамками передатчика и приемника 60 м, частота 3600 Гц [13].

дядшей зоной может коррелироваться сильная аномалия ВП, равная 90 мВ/В. Никакой значимой аномалии ВП от зоны выветривания зарегистрировано не было. Детальная геологическая съемка позволила оконтурить толщи вулканических пород. Буровая скважина, заложенная на основе геофизических данных, вскрыла толщу метаморфизованных туфов с прослоями массивного пирита и второстепенного пирротина. Химические

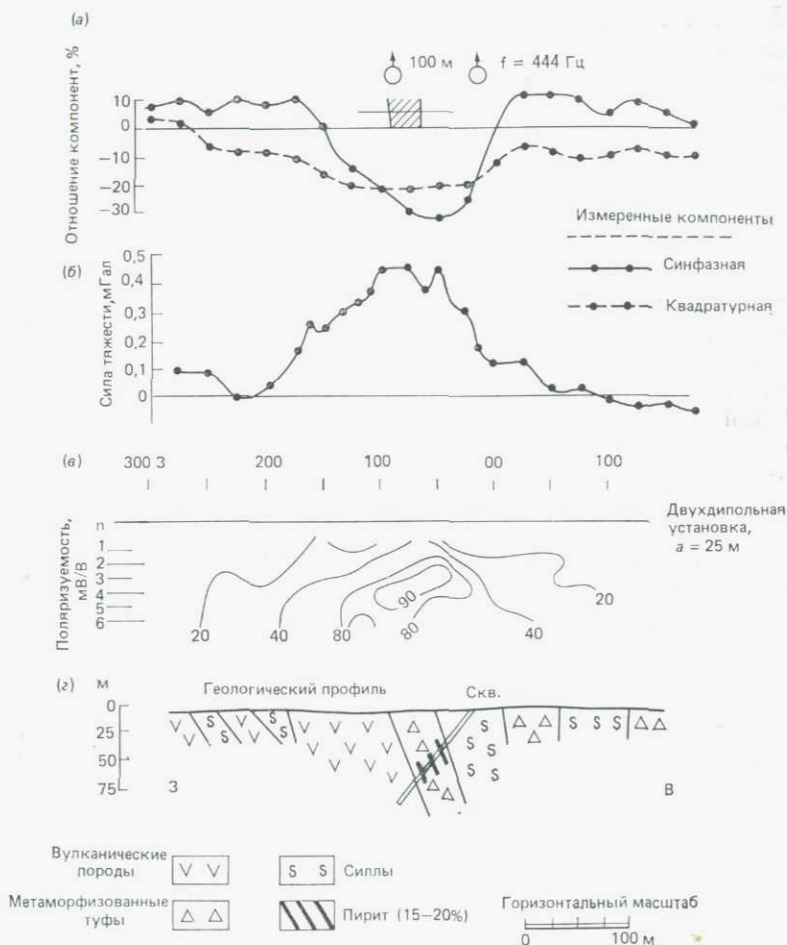


Рис. 7.13. Наземные геофизические измерения над разрезом в области высокой проводимости в шт. Баия, Бразилия. (а) Результаты электромагнитного профилирования методом горизонтальной петли; (б) кривая силы тяжести; (в) псевдоглубинный разрез по данным дипольного зондирования методом ВП ( $n$  — номер разноса); (г) геологический разрез. Все методы указывают на одно и то же нарушение однородности. Буровая скважина пересекала метаморфизованные туфы с полосами массивного пирита [11].

анализы на образцах керна показали, что содержание меди находится на пределе рентабельности для разработки, и потому залежь не имеет экономического значения.

## 7.6. Интерпретация электромагнитных данных

Как и интерпретация данных о потенциальных полях других видов, интерпретация электромагнитных данных заключается в поисках подходящих моделей. Обычно при этом наблюдаемые аномалии сопоставляются с рассчитанными или измеренными кривыми, обусловленными модельными проводниками, характеризующимися разнообразными формами, размерами и удельными проводимостями. Косвенным способом количественной интерпретации является сравнение одной или двух аномальных кривых с теоретическими кривыми, рассчитанными для различных моделей. Теоретически рассчитан электромагнитный эффект однородных проводников только для тел очень простой формы, таких, как сфера, бесконечный тонкий слой и слоистое полупространство. Однако при комплексной интерпретации не ограничиваются использованием одних только теоретических решений. Аномалию от естественной проводящей зоны можно точно продублировать в лаборатории в малом удобном масштабе. Такой метод «моделирования» для получения теоретической аномалии очень хорошо работает на практике.

**7.6.1. Модельные эксперименты.** При разработке модельных систем необходимо уяснить теоретические основы масштабирования. Весьма желательно измерять электромагнитную аномалию в безразмерной форме  $S/P$ , где  $S$  и  $P$  — вторичное и первичное поля в точке наблюдений. Как правило, в создании аномалии участвуют четыре параметра: удельное сопротивление  $\rho$  (Ом·м), частота  $f$  ( $\text{с}^{-1}$ ), абсолютная проницаемость  $\mu$  (Ом·с/м) и некоторая линейная мера модели — длина  $l$  (м). При анализе размерностей сразу же устанавливается, что отношение  $p = \rho/\mu f l^2$  является безразмерным для модельной системы, т. е. две системы с одним и тем же отношением  $p$  будут воспроизводить одну и ту же аномалию  $S/P$  независимо от действительных значений  $\rho$ ,  $f$ ,  $\mu$  и  $l$ .

Далее, мы можем освободиться от абсолютной проницаемости, поскольку в общем имеем дело с немагнитными проводниками ( $\mu = \mu_0$ ). Поэтому если мы используем масштабное отношение размеров модели к размеру реального объекта  $1:n$ , то получим следующее соотношение:

$$(\rho/f)_N = n^2(\rho/f)_M, \quad (7.20)$$

где нижние индексы  $N$  и  $M$  используются для естественной

полномасштабной проводящей зоны и модельного проводника соответственно.

Для электромагнитных модельных систем типичен масштабный коэффициент  $n=200$ . Из (7.20) следует, что для уменьшения линейных размеров в 200 раз требуются противоположные изменения, например увеличение частоты в 200 раз или увеличение проводимости (уменьшение  $\rho$ ) в 200 раз. На практике в модели предпочтительно сохранять ту же частоту, что и в полномасштабной полевой системе ( $f_M=f_N$ ); это позволяет использовать в лаборатории и в поле примерно одинаковую аппаратуру. В результате уравнение (7.20) упрощается и принимает вид  $\rho_N=n^2\rho_M$ , что при  $n=200$  требует, чтобы значение  $\rho_M$  было в 40 000 раз меньшим, чем  $\rho_N$ . Поэтому аномалия от модели с цинковой пластиной толщиной 5 мм ( $\rho=6\cdot 10^{-8}$  Ом·м) будет такой же, как и от проводящей полномасштабной зоны толщиной 1 м в полевых условиях, например от рудной жилы с удельным сопротивлением  $6\cdot 10^{-8}\cdot 200^2=2,4\cdot 10^{-3}$  Ом·м. Тогда расстояние между передатчиком и приемником, равное 100 м, будет передаваться при моделировании расстоянием 500 мм, глубина проводящей зоны, равная 10 м, — глубиной 50 мм и т. д.

Выбор модельных проводников более или менее ограничивается металлическими листами ( $\rho\approx 10^{-8}\div 10^{-6}$  Ом·м). Для имитации наиболее проводящих рудных тел можно использовать листы из алюминия, латуни, цинка. Для представления тел с меньшей удельной проводимостью пригодны промышленный графит или уголь ( $\rho\approx 10^{-6}\div 10^{-4}$  Ом·м).

Модельные эксперименты с целью составления наборов электромагнитных кривых выполняются большинством горнодобывающих и геофизических организаций. Кривые аномалий, помогающие интерпретировать полевые данные, имеются для ряда моделей с различными их параметрами. Каталоги таких кривых приведены в работах [6, 19, 20, 27].

**7.6.2. Неоднозначность интерпретации электромагнитных данных.** Помимо принципиальной неопределенности, присущей интерпретации данных всех потенциальных полей, имеются и некоторые специфические проблемы, создающие трудности для прямой интерпретации ЭМ-аномальной кривой. Одна из важных проблем, общих для всех методов измерения угла наклона, состоит в том, чтобы суметь отличить эффект большой проводимости от эффекта малой глубины залегания. Без этого трудно решить, обусловлена ли аномалия зоной умеренной проводимости на малой глубине или зоной высокой проводимости на большой глубине.

Во многих случаях эту неоднозначность можно исключить, проводя измерения на двух частотах, достаточно отличных од-

на от другой. Более высокая частота будет усиливать аномалию от приповерхностных образований (таких, как проводящая толща наносов, повышенная водонасыщенность), а более низкая частота — усиливать влияние глубинных проводящих зон.

Другая трудность, которая иногда возникает, заключается в том, что некоторые осадочные отложения верхней части разреза (например, глины) являются такими же хорошими проводниками, как и рудные тела, так что различать их эффекты трудно. Для разрешения этой неоднозначности выполняют измерения системой с подвижными источником и приемником при различных расстояниях между ними. Влияние наносов на небольшой глубине, как правило, будет относительно большим при малых разносах и малым при больших разносах; электромагнитные эффекты глубоко залегающих проводящих зон не будут существенно меняться при не очень больших изменениях разноса передатчик — приемник и могут даже увеличиваться с увеличением разноса. Поэтому комбинация из двух частот и нескольких разносов очень полезна для исключения некоторых неоднозначностей.

## 7.7. Магнитотеллурический метод глубинного зондирования

Индуктивные методы, описанные в предыдущих разделах, не являются очень эффективными для изучения вариаций проводимости, связанных с геологическими особенностями разреза на глубинах более нескольких сотен метров. Вероятно, это объясняется двумя причинами: 1) типичные рабочие частоты, используемые в этих методах (100—1000 Гц), допускают лишь ограниченную глубинность исследования (см. табл. 7.1); 2) для достижения большей глубинности потребовались бы нереально большие разносы передатчик — приемник и неприемлемо высокая мощность.

Однако есть один электромагнитный метод, который дает возможность выполнять зондирования до глубин в несколько сотен километров и не требует использовать для этого расстановки широко разнесенных электродов, развернутые на огромном участке поверхности. Это — так называемый *магнитотеллурический* (МТ) метод.

**7.7.1. Принцип метода.** Этот метод основан на том факте, что в Земле протекают естественные (теллурические) токи, которые могут достигать очень больших глубин. По-видимому, они возбуждаются изменяющимися ионосферными токами. Распределение этих токов, естественно, будет зависеть от удельного сопротивления пород. Возмущения электромагнитного поля,

вызываемые изменениями теллурических токов, имеют периоды в интервале примерно от 1 с до многих минут ( $f \sim 1 \div 0,001$  Гц). Более высокочастотные сигналы типа тех, которые используются в методе АФМАГ, обычно ассоциируются с такими метеорологическими явлениями, как грозы.

Выполняются *одновременные измерения* электрического поля  $E_x$  на земной поверхности в одном горизонтальном направлении и магнитного поля  $B_y$  в другом горизонтальном направлении, перпендикулярном первому. Согласно теории, удельное сопротивление  $\rho$  однородного полупространства определяется выражением

$$\rho = \frac{0,2}{f} \left( \frac{E_x}{B_y} \right)^2, \quad (7.21)$$

где  $\rho$  измеряется в Ом·м,  $f$  — в Гц,  $E_x$  — в мВ/км,  $B_y$  — в нТл ( $= \gamma$ ).

Для горизонтально-слоистой среды приведенное уравнение определяет кажущееся удельное сопротивление  $\rho_k$ , которое можно рассчитывать по результатам измерений  $E_x$  и  $B_y$  на разных частотах. Теоретические расчеты  $\rho_k$  в зависимости от частоты или периода ( $T = 1/f$ ) были выполнены Каньяром [3]. Глубины границ ( $z_1, z_2, \dots$ ) определяют совмещением полевой кривой с палеточными кривыми, рассчитанными для двух и трех слоев. Набор палеточных кривых для двухслойных сред при различных значениях  $\rho_2/\rho_1$  показан на рис. 7.14. Строя графики результатов измерений в форме зависимости  $\rho_k$  от  $T$  в том же логарифмическом масштабе, что у палеточной кривой, и применяя такую же методику совмещения кривых, как и при интерпретации кривых электрического зондирования методом сопротивлений (см. рис. 6.10), можно определить значения  $\rho_1, \rho_2$  и  $z_1^2$ .

Наборы палеточных кривых для двух и трех горизонтальных слоев представлены в работе [30]. Другие теоретические кривые, иллюстрирующие эффекты вертикального разлома и наклонной дайки, имеются в монографии [16].

**7.7.2. Полевое оборудование.** Оборудование, необходимое для проведения магнитотеллурических наблюдений, является довольно сложным. Приемная его часть для измерения электрического поля состоит из пары неполяризующихся керамических или фарфоровых электродов, установленных на значительном расстоянии (до нескольких километров) друг от друга. Сигналы магнитного поля принимаются очень чувствительными катушками, содержащими до 30 000 витков медного провода, который наматывается на сердечники с очень высокой проницаемостью, имеющие длину до 2 м [16, с. 96]. Напряжения, индуцированные в катушке, поступают на усилители с очень большим коэффициентом усиления и низким уровнем шумов.

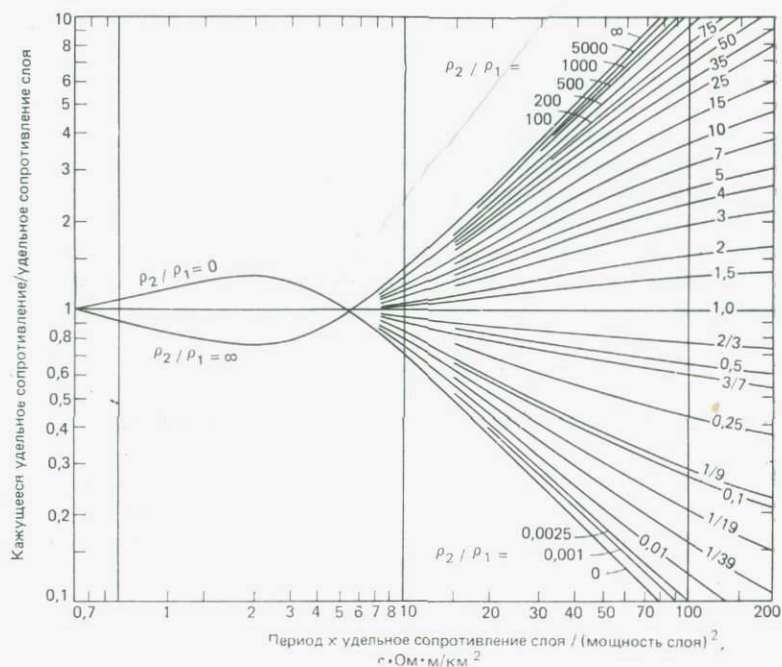


Рис. 7.14. Палеточные кривые кажущегося сопротивления  $\rho_k$  для магнитотеллурического зондирования двухслойной среды [30].

Обычно производится широкополосная регистрация двух сигналов ( $E$  и  $B$ ) на магнитную ленту, а позже эта запись перезаписывается для анализа гармонических составляющих. В США и Канаде для магнитотеллурических съемок вместо катушек иногда используют сверхпроводящие магнитометры [22]. Блок-схема полевой магнитотеллурической аппаратуры показана на рис. 7.15.

**7.7.3. Области применения.** Большинство полевых магнитотеллурических исследований всегда носили крупномасштабный характер, и в них использовались очень низкие частоты для получения глубинности в несколько десятков километров. По результатам этих исследований можно оценивать распределение удельного сопротивления по глубине в земной коре и верхней мантии в некоторых областях, представляющих особый интерес, например в зоне таких «горячих точек», как Исландия и Афар. В более локальном масштабе можно изучать корреляцию удельной проводимости с температурой и состоянием материала на различных глубинах.

В последнее время магнитотеллурические исследования стали с успехом проводиться на дне океана [4], а полученные



Рис. 7.15. Блок-схема аппаратуры для полевых магнитотеллурических измерений.

результаты позволили выявить наличие хорошо выраженной зоны высокой проводимости, приблизительно соответствующей зоне низких скоростей, под океанической литосферой в некоторых частях Тихого и Атлантического океанов.

При разведке нефти область применения магнитотеллурических измерений близка к области применения аэромагнитного метода. Благодаря очень большому различию в удельном сопротивлении между осадочными (низкое  $\rho$ ) и кристаллическими (высокое  $\rho$ ) породами магнитотеллурический метод оказывается полезным дополнительным средством для оценки мощности и электропроводности осадочных бассейнов. В последние годы магнитотеллурические исследования стали значительно шире использоваться в сочетании с геотермическими методами разведки для определения местоположения глубинных термальных источников, создающих вариации проводимости.

Магнитотеллурический метод, вероятно, имеет ограниченную применимость при картировании геологических структур, залегающих на небольшой глубине, но мог бы оказаться полезным в областях с высокой проводимостью толщи рыхлых отложений. В отличие от метода сопротивлений на постоянном токе магнитотеллурический метод может «видеть» через проводящую толщу наносов на необходимую глубину при соответствующем выборе частоты измерений. Подробный обзор возможных применений магнитотеллурического метода дан в книге [9].

**7.7.4. Примеры глубинных зондирований.** *Электрическая модель коры Исландии.* Исследования земной коры в Исландии имеют очень большое значение для понимания региональной тектоники и термических процессов под этим островом. По результатам серии электрических и магнитотеллурических зондирований в юго-западной части невулканической зоны острова Германс [8] сделал вывод, что гидротермальная деятельность оказывает определяющее влияние на распределение

удельных сопротивлений на малых глубинах и что влияние фильтрации воды ощутимо до глубин порядка 8—10 км.

Белло и Бьёрнссон [1] перенесли магнитотеллурические исследования из внутренних частей этой неовулканической зоны в области более древних четвертичных и третичных базальтовых потоков в восточной и западной Исландии. На рис. 7.16 показана интерпретация широтного магнитотеллурического профиля в рамках трехслойной модели удельного сопротивления. Наиболее важным результатом является наличие слоя низкого сопротивления на глубине 10—20 км, причем его глубина возрастает с увеличением расстояния от центра неовулканической зоны, а на участке AUS, который располагается в активной части неовулканической зоны, этот слой приближается к поверхности и имеет минимальную глубину всего 1—2 км. Увеличение глубины с ростом расстояния от оси спрединга может объясняться утолщением коры с увеличением возраста. Глубина подошвы коры известна по данным взрывной сейсмологии [12] и примерно равна 14 км в юго-восточной Исландии и 10 км в юго-западной. Эти значения сравнимы с глубиной слоя низкого сопротивления, определенной магнитотеллуриче-

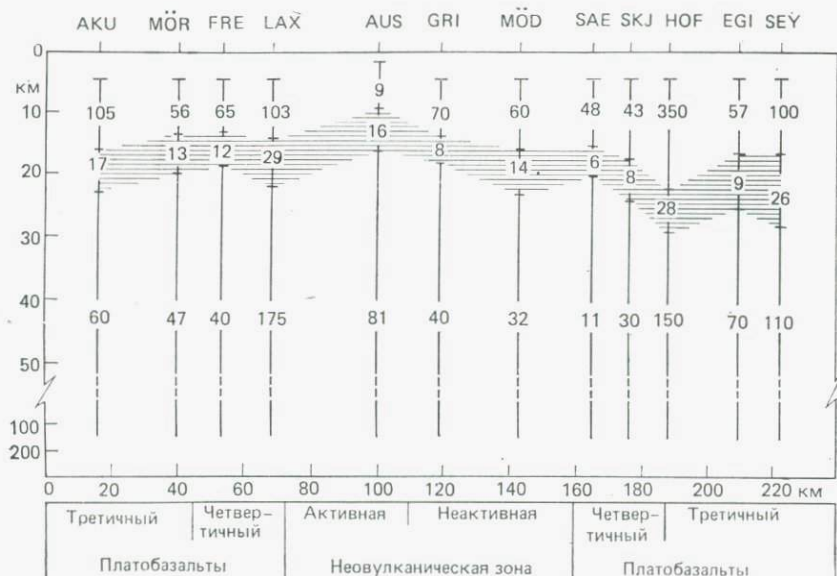


Рис. 7.16. Трехслойные модели вдоль широтного магнитотеллурического профиля, рассчитанные по результатам короткопериодных измерений (15 с — 1 ч) кажущихся сопротивлений. Штриховкой показан слой с низким удельным сопротивлением вблизи границы раздела кора — мантия, приближающийся к поверхности внутри неовулканической зоны. Числа указывают удельные сопротивления в Ом·м [1].

ским методом. Следовательно, весьма вероятно, что под Исландией слой низкого сопротивления отвечает границе раздела кора — мантия. По результатам измерений интервал периодов составляет от 15 с до 1 ч, что слишком мало для получения распределения удельного сопротивления на глубинах свыше 50 км.

*Глубинное магнитотеллурическое зондирование в районе горячей точки Афар\**). Соотношение между удельной электрической проводимостью и петрологическими параметрами исследовал Хаак [7] по данным глубинных магнитотеллурических зондирований. Его интерпретация распределения удельного сопротивления, определенного по результатам магнитотеллурических измерений в районе «горячей точки» Афар в Эфиопии, показана на рис. 7.17. Обнаруживаются два максимума проводимости (минимума сопротивления) — один на малой глубине 15—30 км, другой на глубине около 300 км и протягивается при этом глубоко в верхнюю мантию. Для Афро-Аравийского свода Гасс [5] предложил петрологическую модель, которая показана слева. Аномальная мантия, определяемая как материал с низкой скоростью сейсмических волн, коррелирует с областью частичного плавления и должна иметь удельное сопротивление около  $1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  и меньше. Литосфера определяется по нормальным сейсмическим скоростям. Поскольку часть расплавленного вещества проникает в литосферу, ее материал нагревается и освобождается от всех минералов с низкой температурой плавления. В верхней толще мощностью порядка 40 км базальтовый материал с температурами, близкими к точке его плавления, образует слои с низким удельным сопротивлением (около  $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ). Этот петрологический профиль проводимости согласуется с распределением удельного сопротивления по глубине, полученным по результатам магнитотеллурических зондирований.

*Магнитотеллурические исследования осадочных бассейнов.* Пример глубинного зондирования, проведенного с целью найти распределения удельного сопротивления в осадочных отложениях под континентальным шельфом, приведен в работе [18]. На рис. 7.18 показана интерпретация этих результатов в рамках упрощенной структуры проводимости по профилю, пересекающему шельф Новой Шотландии. Низкое удельное сопротивление под шельфом, видимо, связано с очень соленым поровым раствором в нижней части осадочной толщи. Вследствие высокой концентрации эвапоритов в нижней части разреза на шельфе наблюдается много соляных куполов или диапиров.

\* Аббревиатура из слов: Африка — Аравия. — *Прим. ред.*

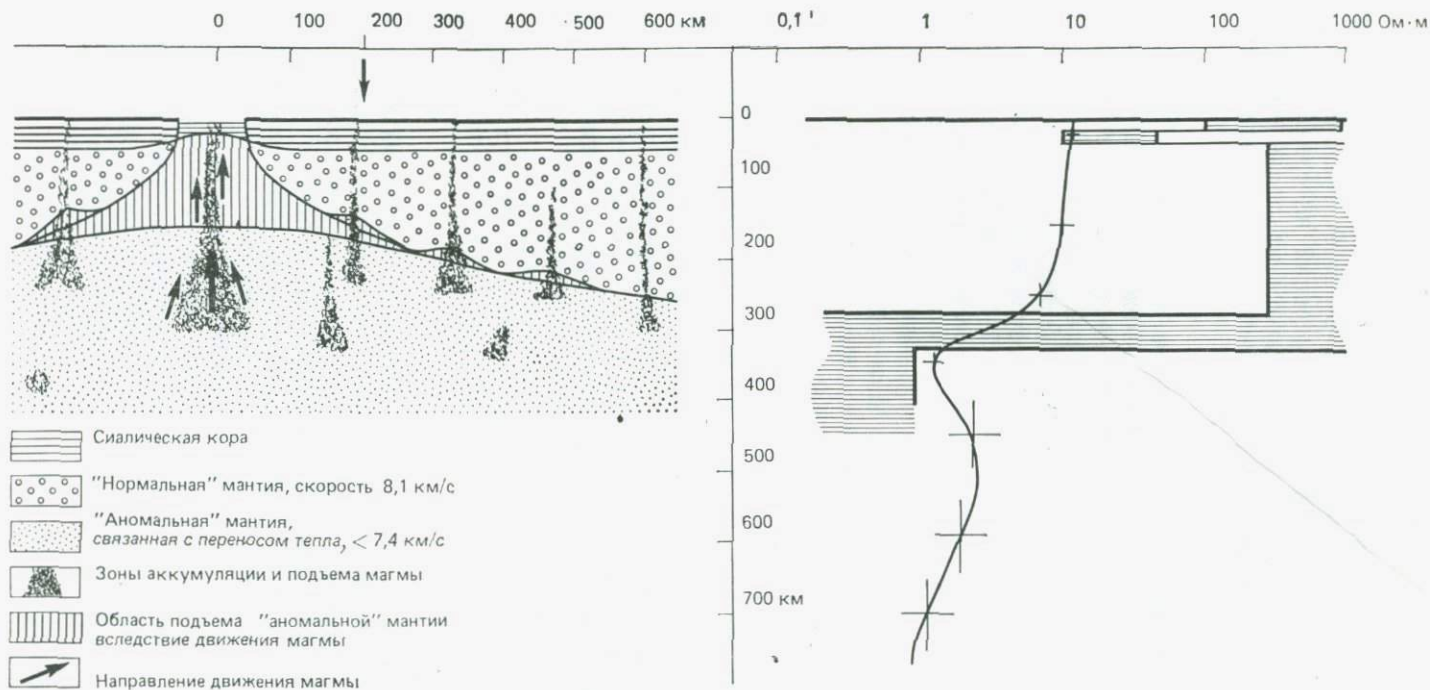


Рис. 7.17. Слева — петрологическая модель, предложенная Гассом [5] для Афро-Аравийского свода в Эфиопии. Справа — изменение удельного сопротивления с глубиной, найденное по результатам длиннопериодных магнитотеллурических измерений [7]. Штриховкой показаны пределы минимальных и максимальных сопротивлений. Для сравнения плавной кривой нанесен глубинный профиль сопротивлений для Гавайской горячей точки по Ларсену [10]. Стрелка вверху на левом рисунке показывает приблизительное положение участка измерений по отношению к центральному рифту.



Рис. 7.18. Упрощенный геоэлектрический разрез по профилю, пересекающему континентальный шельф Новой Шотландии и залив Фанди. Построен по результатам анализа магнитотеллурических вариаций с периодами 1—60 мин [18].

Магнитотеллурические данные показывают, что мощность осадочных отложений должна быть равна нескольким километрам, а удельное сопротивление — низким ( $\approx 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ). Магнитотеллурические измерения в Северо-Германском бассейне также выявили осадочные толщи с такими же низкими значениями удельных сопротивлений, что приписывается присутствию соли [23].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Beblo M. and Björnsson A.* Magnetotelluric investigations of the lower crust and upper mantle beneath Iceland. *J. Geophys.*, **45**, 1—16, 1978.
2. *Becker A.* Airborne electromagnetic methods. In P. J. Hood (Editor), *Geophysics and Geochemistry in Search for Metallic Ores*. Geol. Survey Can. Econ. Geol. Rep., No. 31, pp. 33—43, 1979.
3. *Cagniard L.* Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, **18**, 605—635, 1953.
4. *Filloux J. H.* Ocean floor magnetotelluric soundings over north central Pacific. *Nature*, **269**, 297—301, 1977.
5. *Gass I. G.* Inter Union Commission on Geodynamics, Sci. Rep., No. 14. Schweizerbart, Verlag, Stuttgart, pp. 10—18, 1975.
6. *Grant F. S. and West G. F.* Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw-Hills, New York, 583 pp., 1965.
7. *Haak V.* Relations between electrical conductivity and petrological parameters of the crust and upper mantle. *Geophys. Surveys*, **4**, 57—69, 1980.
8. *Hermance J. F.* An electrical model for the sub-Icelandic crust. *Geophysics*, **38**, 3—13, 1973.
9. *Kaufmann A. A. and Keller G. V.* The Magnetotelluric Sounding Method. Elsevier, New York, 596 pp., 1981.
10. *Larsen J. C.* Low frequency electromagnetic study of deep mantle electrical conductivity beneath the Hawaiian Islands. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **43**, 17—46, 1975.
11. *Palacky G. J. and Sena F. O.* Conductor identification in tropical terrains — case histories from the Itapicuru greenstone belt, Brazil. *Geophysics*, **44**, 1941—1962, 1979.

12. *Palmason G.* Crustal structure of Iceland from explosion seismology. *Soc. Sci. Isl.*, **40**, 187, 1971.
13. *Parasnis D. S.* *Mining Geophysics*. Elsevier, Amsterdam, 395 pp., 1973.
14. *Paterson N. R. and Ronka V.* Five years of surveying with the very low frequency-electro method. *Geoexploration*, **9**, 7—26, 1971.
15. *Poddar M. and Rathor B. S.* VLF survey of the weathered layer in southern India. *Geophys. Prospect.*, **31**, 524—537, 1983.
16. *Porstendorfer G.* *Principles of Magnetotelluric Prospecting*. (Geoexploration Monographs Ser. 1, No. 5). Gebrüder Borntraeger, West Berlin, 118 pp., 1975.
17. *Sena F. O.* Identificacao geofisika de corpos conductivos na regio de Santa Luz — Bahia; M. Sc. Thesis, Salvador, Universidade Federal de Bahia, 81 pp., 1977.
18. *Srivastava S. P., Hyndman R. D. and Cochrane N. A.* Magnetic and telluric measurements in Atlantic Canada. *Geol. Survey Can. Paper*, No. 71—23, 359—370, 1973.
19. *Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. and Keys D. A.* *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 860 pp., 1976. [Русский перевод: Телфорд В., Гелдарт Л., Шерифф Р., Кейс Д. Прикладная геофизика. — М.: Недра, 1981.]
20. *Verma R. K.* Detectability by electromagnetic sounding systems. *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, **15**, 232—250, 1977.
21. *Verma R. K.* *Master Tables for Electromagnetic Depth Sounding Interpretation*. Plenum Publishers, New York, 484 pp., 1980.
22. *Vozoff K.* Electromagnetic methods in applied geophysics. *Geophys. Surveys*, **4**, 9—30, 1980.
23. *Vozoff K. and Swift, Jr. C. M.* Magnetotelluric measurements in the North German Basin. *Geophys. Prospect.*, **16**, 454—473, 1968.
24. *Ward S. H.* AFMAG — airborne and ground. *Geophysics*, **24**, 531—546, 1959.
25. *Ward S. H.* The search for massive sulfides. *In Mining Geophysics*, Vol. 1, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 117—129, 1966.
26. *Ward S. H.* Electromagnetic theory for geophysical applications. *In Mining Geophysics*, Vol. 2, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 10—196, 1967.
27. *Ward S. H.* The electromagnetic method. *In SEG Mining Geophysics*, Vol. 2. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 224—372, 1967.
28. *Ward S. H.* Ground electromagnetic methods and base metals. *In P. J. Hood* (Editor), *Geophysics and Geochemistry in search for metallic ores*. *Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rep.* 31, 45—62, 1979.
29. *Wait J. R.* *Geoelectromagnetism*. Academic Press, New York, 268 pp., 1982. [Русский перевод: Уэйт Дж. Р. Геоэлектромагнетизм. — М.: Недра, 1987.]
30. *Yüngül S. H.* Magnetotelluric sounding three layer interpretation curves. *Geophysics*, **26**, 465—473, 1961.

## 8. Радиометрические методы

### 8.1. Введение

До открытия радиоактивности (А. Беккерель, 1896 г.) Кельвин и большинство других физиков придерживались того мнения, что Земля имеет возраст всего несколько десятков миллионов лет, а геологи полагали, что ее возраст — несколько сотен миллионов лет. Споры о возрасте Земли, вероятно, не прекратились бы и до настоящего времени, если бы радиоактивность горных пород не позволила получить решающий ответ.

Изучение радиоактивности пород и минералов имеет огромное значение для геологии и геофизики во многих отношениях. Во-первых, тепло, выделяемое при радиоактивном распаде, вероятно, является наиболее важным фактором в создании теплового режима земных недр. Во-вторых, скорость радиоактивного распада некоторых элементов, встречающихся в горных породах, служит мощным средством датирования геологических событий, в частности позволяет определять время формирования пород в земной коре. Кроме того, поскольку почти все породы содержат следы радиоактивных элементов в различных пропорциях, радиометрическую съемку можно с успехом применять при поисках залежей радиоактивных руд.

Целью настоящей главы является краткое описание радиоактивных методов и их применения для решения задач геохронологии и геофизической разведки.

### 8.2. Основные представления о радиоактивном распаде

Под радиоактивностью мы понимаем распад атомных ядер, приводящий к излучению энергии и частиц с некоторой массой. Распадающееся ядро  ${}^A_ZX$  преобразуется в ядро другого элемента с изменением атомной массы  $A$  и атомного номера  $Z$ , а побочными продуктами распада являются  $\alpha$ -частицы (ядра атома гелия  ${}^4\text{He}_2$ ),  $\beta$ -частицы (электроны) и  $\gamma$ -лучи в различных комбинациях.

Радиоактивный распад является случайным процессом и выражается через вероятность того, что частица, входящая в

состав ядра, преодолевает потенциальный барьер, удерживающий ее в ядре. Физические условия, такие как температура и давление, не влияют на вероятность распада. Она зависит только от числа присутствующих атомов. Отсюда следует, что скорость распада  $N$  ядер конкретного элемента прямо пропорциональна числу  $N$ :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N. \quad (8.1)$$

Решение этого уравнения имеет вид

$$N = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (8.2)$$

где  $N_0$  — число ядер в момент  $t=0$ . Коэффициент  $\lambda$ , который называется постоянной распада, является характерным свойством каждого распадающегося ядра.

Скорость распада часто выражается через связанную с ней величину — период полураспада. Он равен времени, необходимому для уменьшения числа материнских ядер в два раза:

$$T = \ln(2/\lambda) = 0,69325/\lambda. \quad (8.3)$$

Предположим, что распад радиоактивного материнского материала создает стабильный радиогенный дочерний продукт и что в момент времени  $t=0$  число дочерних атомов равно нулю. Число дочерних атомов  $D$ , созданных распадом материнских ядер, в любое время  $t$  определяется выражением

$$D = N_0 - N. \quad (8.4)$$

Подставляя в (8.4) выражение для  $N_0$  из уравнения (8.2), получаем

$$D = N e^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1). \quad (8.5)$$

Механизмы распада и экспериментально определенные постоянные распада  $\lambda$  основных радиоактивных элементов, содержащихся в Земле, приведены в табл. 8.1. Если значение  $\lambda$  известно, то, измерив относительное содержание материнского изотопа и конечного или дочернего продукта, из уравнения (8.5) можно определить  $t$ . Это и является основой радиометрических методов определения возраста.

Когда материнский изотоп распадается, первоначальный дочерний продукт очень часто также является радиоактивным и в свою очередь распадается, иногда через ряд радиоактивных ядер, пока не достигается стабильный конечный продукт. Можно говорить, что состояние равновесия между материнским элементом и дочерними продуктами существует тогда, когда за секунду образуется столько же атомов какого-то члена ряда, сколько распадается. Этот факт особенно важен при разведке на уран. По измеренной интенсивности радиоактивного распада

Таблица 8.1. Схемы распада важных радиоактивных элементов в Земле [31]

Элемент	Материнский изотоп	Процент естественного элемента	Механизм распада	Стабильный дочерний продукт	Постоянная распада, год <sup>-1</sup>	Период полураспада, год
Уран	<sup>238</sup> U	99,274	{ Ряд распада ( $8\alpha+6\beta$ ) Самопроизвольное деление	<sup>206</sup> Pb	$1,55125 \cdot 10^{-10}$	$4,468 \cdot 10^9$
	<sup>235</sup> U	0,720	{ Ряд распада ( $7\alpha+4\beta$ ) Деление при облучении нейтронами	<sup>207</sup> Pb	$9,8485 \cdot 10^{-10}$	$7,038 \cdot 10^8$
Торий	<sup>232</sup> Th	100	Ряд распада ( $6\alpha+4\beta$ )	<sup>208</sup> Pb	$4,9475 \cdot 10^{-11}$	$1,401 \cdot 10^{10}$
Рубидий	<sup>87</sup> Rb	27,85	$\beta$ -распад	<sup>87</sup> Sr	$1,420 \cdot 10^{-11}$	$4,880 \cdot 10^{10}$
Калий	<sup>40</sup> K	0,1167	11% K-захват электронов	<sup>40</sup> Ar	$\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$	$1,25 \cdot 10^9$
			89% $\beta$ -распад	<sup>40</sup> Ca	$\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}$	
Углерод	<sup>14</sup> C	$1,6 \cdot 10^{-10}$ (атмосферный CO <sub>2</sub> )	$\beta$ -распад	<sup>14</sup> N	$1,209 \cdot 10^{-4}$	$5,73 \cdot 10^3$

невозможно надежно оценить содержание урана, если нельзя определить степень радиоактивного равновесия в залежи.

Испускание  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -лучей, связанное с самопроизвольным распадом радиоактивных веществ, встречающихся в природе, имеет прямое отношение к поискам радиоактивных руд. Радиоактивная разведка основывается на физическом обнаружении этого излучения. Поскольку  $\alpha$ - и  $\beta$ -частицы легко останавливаются даже самым тонким покровом вышележащих отложений, местоположение радиоактивных залежей можно определить главным образом по их  $\gamma$ -излучению.

Стандартной единицей для измерения  $\gamma$ -излучения является рентген ( $R$ ). Это — количество излучения, которое будет создавать  $2,083 \cdot 10^{15}$  пар ионов в  $1 \text{ м}^3$  воздуха при нормальных температуре и давлении. В геофизических работах чаще используется меньшая единица — микрорентген ( $1 \text{ мкР} = 10^{-6} R$ ).

### 8.3. Радиоактивность горных пород

Распределение радиоактивных изотопов и интенсивности радиоактивного распада в горных породах имеют огромное значение для геофизики, в особенности при выборе ими пород и минералов для абсолютного геологического датирования и при вычислении тепловыделения внутри Земли. Они также интересуют геофизиков-разведчиков, занимающихся поисками залежей радиоактивных руд.

Измерения радиоактивных характеристик природных веществ показывают, что почти все породы и минералы обладают небольшой радиоактивностью. Вначале эта радиоактивность полностью приписывалась следам урана и тория и продуктам их радиоактивного распада. Позже было установлено, что радиоактивным является и изотоп калия ( $^{40}\text{K}$ ). На долю этого изотопа приходится лишь около 0,012% калия, содержащегося

Таблица 8.2. Типичные относительные содержания важнейших радиоактивных элементов в горных породах различных типов [23, 26]

Тип породы	U, млн <sup>-1</sup>	Th, млн <sup>-1</sup>	K, %
Гранит	5	18	3,8
Песчаник	0,5	2	0,6
Глинистые сланцы	4	12	2,7
Известняк	1,3	1	0,3
Пляжные пески	3	6	0,3
Базальт	0,6	3	0,8
Дунит	0,005	0,02	0,001
Эклогит	0,04	0,15	0,1

в земной коре, но он вносит весьма существенный вклад в радиоактивность горных пород, поскольку сам калий распространен в породах коры очень широко.

Табл. 8.2 дает общее представление о среднем содержании урана, тория и калия в породах широко распространенных типов. Отметим, что самой высокой радиоактивностью характеризуются граниты и глинистые сланцы. Кроме того, между базальтами и гранитами имеется отчетливое различие по радиоактивности. Этот факт имеет огромное значение для интерпретации данных о тепловом потоке Земли (разд. 9.4).

#### 8.4. Нагрев за счет радиоактивности

Ранее уже упоминалось, что радиоактивные элементы испускают быстрые  $\alpha$ - и  $\beta$ -частицы и  $\gamma$ -лучи, которые поглощаются окружающей средой, приводя к выделению тепла. Радиоактивными изотопами, которые вносят значительный вклад в тепловыделение внутри Земли, являются  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$ . Они имеют периоды полураспада, сравнимые с возрастом Земли, и потому все еще являются важными источниками тепла, так как присутствуют в достаточно большом количестве. В случае рядов урана — тория 90% энергии обеспечивается  $\alpha$ -частицами, а  $\beta$ -частицы и  $\gamma$ -лучи вносят малый вклад. В случае распада  $^{40}\text{K}$  энергия переносится как  $\beta$ -частицами, так и  $\gamma$ -лучами, выделяемыми при  $K$ -захвате электронов.

Прекрасный анализ проблемы радиоактивного нагрева дан в работе Берча [3]. Его оценки генерации тепла за счет долгоживущих изотопов представлен в табл. 8.3. В этой таблице величина теплогенерации обычным ураном и калием основывается на известных относительных содержаниях изотопов этих элементов. Выделение тепла в породах данного типа (например, в гранитах и базальтах) зависит от концентрации радиоактивных изотопов в этой породе (см. табл. 8.2). По дан-

Таблица 8.3. Скорости выделения тепла радиоактивными элементами (по Берчу [3])

Элемент или изотоп	Относительное содержание, %	Теплогенерация	
		кал/(г·год)	Вт/кг
$^{238}\text{U}$	99,27	0,71	94
$^{235}\text{U}$	0,27	4,30	527
U	Естественное	0,73	97
$^{232}\text{Th}$	100	0,20	26,6
$^{40}\text{K}$	0,012	0,22	29

ным из табл. 8.2 и 8.3 можно оценить современную теплогенерацию в горных породах. Этот вопрос далее рассматривается в гл. 9.

### 8.5. Радиометрические методы определения возраста

Определение возраста по радиоактивности почти во всех случаях основано на изменении количества дочернего элемента (при известной скорости его нарастания), образующегося из радиоактивного материнского изотопа после кристаллизации минерала. Для изотопов, используемых при радиометрическом датировании, имеются экспериментально определенные постоянные распада  $\lambda$  (см. табл. 8.1). Атомные пропорции содержания материнского изотопа  $N$  и дочерних ядер  $D$  в образце минерала или породы определяются с помощью масс-спектрометрии. Тогда возраст можно определить из соотношения

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( 1 + \frac{D}{N} \right), \quad (8.6)$$

где  $t$  — радиометрический возраст в годах для события, нашедшего отображение в данном образце.

Этими методами можно датировать следующие виды геологических событий: 1) кристаллизацию изверженных пород из магмы; 2) перекристаллизацию ранее существовавших пород; 3) поднятие, охлаждение и эрозию горных хребтов и 4) образование осадочной породы при условии, что во время седиментации или вскоре после нее сформировался некоторый новый минерал.

Рассматривая определения возраста, важно подчеркнуть, что получение хороших результатов зависит прежде всего от надежных химических и изотопных анализов *неизменного* образца минерала, но это еще далеко не все. Чтобы найденный возраст можно было практически использовать, нужно точно знать местоположение образца, а также иметь сведения о его петрологическом происхождении и геологическом соотношении с окружающими породами. Отбор образцов лучше всего выполнять вместе с геологом, который затем поможет правильно интерпретировать полученные результаты.

Подробное описание различных радиометрических методов, применяемых в геохронологии, имеется в работах [11, 33]. Здесь мы кратко рассмотрим лишь некоторые важные вопросы, касающиеся применимости и ограничений методов, которые находят наибольшее распространение.

**8.5.1. Калий-аргоновый метод.** Калий — обычный и широко распространенный элемент в породах земной коры. Изотоп  $^{40}\text{K}$  (0,0117% от природного K) распадается двумя путями (см. табл. 8.1), из которых для датирования используется только процесс распада  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ . Относительное содержание радиогенного дочернего аргона определяется выражением

$$^{40}\text{Ar} = (\lambda_{\text{K}}/\lambda) ^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1), \quad (8.7)$$

где  $\lambda = \lambda_{\text{K}} + \lambda_{\text{B}}$  (см. табл. 8.1).

Чтобы использовать приведенное выше уравнение для датирования минерала, содержащего калий, мы с помощью масс-спектрометрии измеряем концентрацию калия и накопленное количество радиогенного  $^{40}\text{Ar}$ . Обычно измеряется общее содержание калия, а процентное содержание  $^{40}\text{K}$  рассчитывается по изотопному отношению. Поскольку аргон не является обычным компонентом минералов, то ошибки вследствие присутствия начального  $^{40}\text{Ar}$ , как правило (но не всегда), малы. Бывает необходимо ввести поправки за загрязнение атмосферным аргоном, которые вносятся, используя отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ , свойственное современной атмосфере.

Аргон, образовавшийся при распаде  $^{40}\text{K}$ , стремится диффундировать из вмещающей его среды; в большинстве минералов скорость диффузии при температуре выше  $300^\circ\text{C}$  является весьма ощутимой. Нагревание до такой температуры могло создаваться расположенными поблизости контактами с интрузивами или быть результатом перекрытия горными породами. Рис. 8.1 демонстрирует вариации K-Ar-возрастов при изменении потери аргона из докембрийской вмещающей породы, которая находилась под воздействием более молодой интрузии (шток Эльдора) раннетретичного возраста. K-Ar-возрасты роговой обманки выходят на примерно постоянное значение 1200 млн. лет на расстоянии около 30 м от контакта, а далее меняются мало. В противоположность этому возрасты биотита и полевого шпата испытывают влияние потери аргона даже на расстояниях более 4000 м.

Широко распространенными минералами магматических и метаморфических пород, пригодными для датирования K-Ar-методом, являются слюды и роговая обманка. В общем подходят также высокотемпературные формы калиевых (например, санидин) и плагиоклазовых полевых шпатов. В отличие от них такие наиболее распространенные калиевые полевые шпаты, как ортоклаз и микроклин, не годятся для этой цели, поскольку они легко могут терять аргон даже при температурах порядка  $20^\circ\text{C}$ . Валовые анализы таких пород, как базальт, дают надежные возрасты, только если порода не испытала изменения и не содержит стекла в основной массе. Датированным событием является окончательное охлаждение ниже температуры

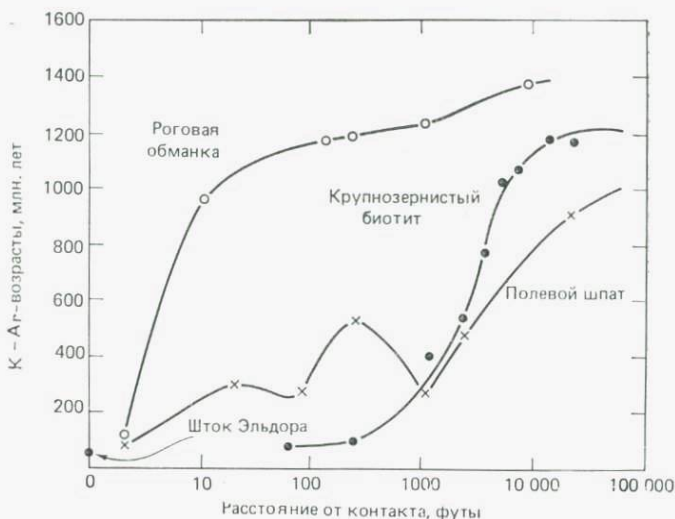


Рис. 8.1. Вариации калий-аргоновых возрастов минералов из формации Айдахо-Спрингс (шт. Колорадо, США) в зоне контактового метаморфизма, образованной под воздействием внедрения штока Эльдора в раннетретичное время (55 млн. лет назад). Формация Айдахо-Спрингс подверглась региональному метаморфизму 1350—1400 млн. лет назад [15]. 1 фут  $\approx$  0,30 м.

$\sim 200^\circ\text{C}$ . Морские осадки, известняк и песчаник, иногда содержат минерал глауконит, в состав которого входит калий. Глауконит формируется во время осадконакопления и может датироваться калий-аргоновым методом.

Огромными достоинствами калий-аргонового метода являются обилие калия и относительно короткий период полураспада  $^{40}\text{K}$ . Этот метод можно использовать для датировки самых разных пород почти всех возрастов — от наиболее древних континентальных пород (возрастом около 3700 млн. лет) до наиболее молодых пород, возраст которых может составлять всего 30 000 лет. Благодаря калий-аргоновому датированию весьма молодых пород, в частности, удалось установить хронологию недавно происходивших инверсий геомагнитного поля (см. рис. 5.14). Никакой другой метод не применим для определения возраста таких молодых пород. Существует разрыв в наших возможностях определения абсолютного возраста: самые молодые породы, которые можно датировать калий-аргоновым методом, старше самого древнего органического материала, который можно датировать радиоуглеродным методом.

Калий-аргоновый метод не заслуживает доверия в областях со сложной геологической историей или там, где предполагается, что после начальной кристаллизации происходила сильная метаморфизация. Поскольку аргон может быть потерян в ре-

зультате диффузии даже при температурах значительно ниже точки плавления, то возраст, найденный К-Аг-методом, соответствует времени, прошедшему от начала охлаждения до установления температур, при которых диффузионные потери аргона становятся несущественными.

Метод датирования по отношению  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  позволяет преодолеть некоторые ограничения традиционного калий-аргонового метода. Этот метод, известный как аргон-аргоновый метод, основан на получении  $^{39}\text{Ar}$  из  $^{40}\text{K}$  при облучении образцов, содержащих калий, нейтронами в ядерном реакторе.

Главное достоинство этого метода в том, что в нем требуется измерять только изотопные отношения аргона, и нет необходимости измерять абсолютные концентрации калия и аргона. Поэтому он пригоден для датировки очень малых или особо важных образцов, таких как метеориты или образцы лунных пород. Определение этим методом возраста знаменитого оранжевого стекла с Луны (образец, доставленный на Землю «Аполлоном-17») описывается в работе Хусейна и Шеффера [17], которые обнаружили, что его возраст равен  $3,71 \pm \pm 0,06$  млрд. лет.

**8.5.2. Рубидиево-стронциевый метод.** По своей распространенности в природе рубидий не может сравниться с калием, но он часто присутствует в таких минералах, как слюды и полевые шпаты. Изотоп  $^{87}\text{Rb}$ , который составляет 27,85% встречающегося в природе рубидия, является радиоактивным. Схема распада (см. табл. 8.1) проста и состоит в испускании слабой  $\beta$ -частицы с образованием  $^{87}\text{Sr}$ .

Соотношение между материнским изотопом и дочерним элементом в богатом рубидием минерале возрастом  $t$  выражается следующим образом:

$$^{87}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr})_{\text{нач}} + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1), \quad (8.8)$$

где  $(^{87}\text{Sr})_{\text{нач}}$  — начальное содержание стронция, которое вошло в состав минерала во время его формирования.

Для определения  $t$  нужно измерить концентрации  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}$  и знать  $\lambda$ . Относительно точного значения периода полураспада  $^{87}\text{Rb}$  нет единого мнения, так как определить эту величину прямыми измерениями радиоактивности очень трудно. Разные исследователи в области геохронологии используют два значения — 47 и 50 млрд. лет. Концентрация рубидия определяется химическим анализом минерала, а содержание  $^{87}\text{Rb}$  рассчитывается по его известному относительному содержанию, указанному выше. Для определения содержания дочернего  $^{87}\text{Sr}$  стронций в образце должен быть выделен химическим путем, а затем анализироваться масс-спектрометрическим методом. Поскольку в обычном стронции присутствуют еще три

изотопа ( $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{84}\text{Sr}$ ), всегда возникает сложность определения содержания  $^{87}\text{Sr}$  в обычном стронции.

Часто для определения возраста по Rb—Sr используются валовые пробы, поскольку более вероятно, что они удовлетворяют требованиям закрытой системы. Для учета загрязнения, вызванного изотопами стронция, уравнение (8.8) преобразуется делением каждого члена на содержание  $^{86}\text{Sr}$ , которое постоянно, поскольку этот изотоп не является радиогенным.

Таким образом, рабочее уравнение рубидиево-стронциевого метода принимает вид

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{общее}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{нач}} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(e^{\lambda t} - 1). \quad (8.9)$$

График зависимости отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  по данным наблюдений на серии образцов должен быть прямой линией. Эта линия называется *изохроной*: ее наклон равен  $(e^{\lambda t} - 1)$  и по нему можно вычислить  $t$ . Пересечение данной прямой с осью ординат сразу дает начальное значение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для всего стронция в породе.

Рубидиево-стронциевый метод можно использовать для датирования таких широко распространенных породообразующих минералов, как слюды и все виды калиевых полевых шпатов. Для анализов валовых проб хорошо использовать граниты и гранитогнейсы. На рис. 8.2 показана изохрона для гнейсов Амитсок из района Готхоб в западной Гренландии. Наклон ее дает возраст  $3740 \pm 100$  млн. лет, который отличает эту породу как одну из древнейших известных континентальных пород. Согласно интерпретации Мурбата и др. [22], это время соответствует событию, в результате которого образовались гнейсы Амитсок.

Большим достоинством рубидиево-стронциевого метода является то, что в нем рассматриваются две твердые фазы, а потому имеется меньшая вероятность того, что потеряется материнский или дочерний изотоп. Недостатки его состоят в том, что Rb не является широко распространенным элементом коры, а большой период полураспада затрудняет применение метода к молодым породам; к тому же из-за присутствия нерадиогенного Sr в большинстве минералов требуется введение поправки. Однако этот метод, вероятно, лучше всего пригоден для определения возраста докембрийских пород из областей щитов.

**8.5.3. Урано-свинцовый метод и возраст Земли.** Уран и торий часто встречаются вместе в одном и том же минерале, а их изотопы ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$ ) распадаются (см. табл. 8.1) с образованием свинца ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ ). Образование этого свинца, который называется радиогенным, является основой урановых методов определения возраста. Помимо этих трех

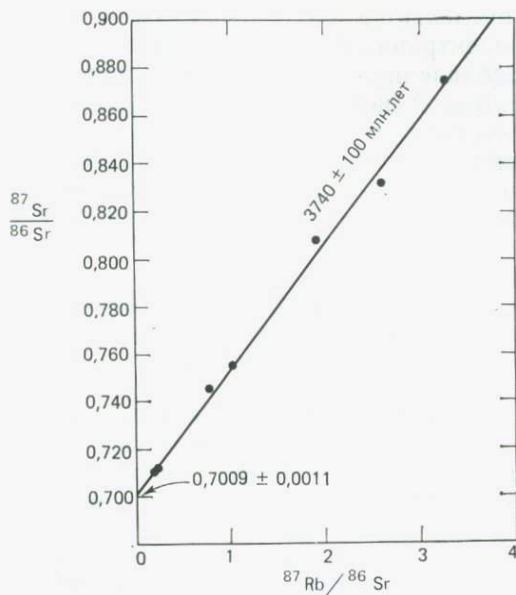


Рис. 8.2. Изохрона для гнейса Амитсок из района Готхоб юго-западной Гренландии (валовая проба). Эти гнейсы являются одними из древнейших на Земле пород [22].

радиогенных изотопов свинец имеет еще один изотоп  $^{204}\text{Pb}$ , который не является радиогенным. Поскольку в уране всегда присутствуют различные изотопы с различными постоянными распада, то есть возможность проверить согласованность найденных возрастов. В этом отличие урано-свинцового метода от рубидиево-стронциевого и калий-аргонового.

Минералом, который чаще всего используется для датирования по U—Th—Pb, является циркон ( $\text{ZrSiO}_4$ ). Он встречается как акцессорный минерал во многих породах, и небольшая доля атомов циркония в нем бывает замещена атомами урана. Свинец, возникающий в результате распада урана, захватывается кристаллической решеткой и может сохраняться в ней даже при процессах метаморфизма.

Распад U и Th с образованием свинца в закрытых системах описывается уравнениями уже знакомого нам вида:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{нач}} + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t} - 1), \quad (8.10)$$

где член с индексом «нач» обозначает начальное значение указанного отношения, существовавшее в системе во время ее формирования  $t$  лет назад. Аналогичные уравнения можно записать для систем, включающих в себя  $^{235}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$ .

Возраст определяется по отношениям  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ; концентрации U, Th и Pb обычно измеряют методом изотопного разбавления, а изотопный состав свинца определяется масс-спектрометрией. Чтобы уравнения, подобные (8.10), разрешить относительно  $t$ , нужно предварительно принять какие-либо приемлемые значения начальных отношений изотопов свинца. Три независимых возраста, найденные таким образом, должны быть согласующимися (*конкордантными*) и соответствовать возрасту минерала при условии, если принятые допущения справедливы.

Во многих случаях найденные возрасты не согласуются между собой. Причина, вероятно, состоит в том, что большинство минералов не являются замкнутыми системами, а могут терять или приобретать Pb, U или Th после кристаллизации. Различные способы, позволяющие свести к минимуму влияние потери урана и свинца и интерпретировать несогласованные (дискордантные) системы U—Pb по диаграммам согласованных значений возраста (конкордиям), детально рассмотрены в книге [11].

Вернемся теперь к рассмотрению изотопных отношений самого свинца (т. е.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ), по которым можно проследить историю свинцовой пробы и определить возраст Земли. Этот метод достаточно сложен, и потому здесь мы дадим лишь его краткое общее описание.

В только что сформировавшейся Земле встречавшийся в естественном состоянии свинец должен был содержать некоторые количества  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ . С течением геологического времени количество  $^{204}\text{Pb}$  (нерадиогенного) должно было оставаться неизменным, а содержание трех остальных изотопов — увеличиваться вследствие распада урана и тория. Сравнение изотопных составов реальных свинцовых минералов (таких, как галенит) различных возрастов показывает, что количество  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$  действительно возрастает со временем. Если найти точное значение скорости такого увеличения, то путем экстраполяции можно определить и возраст Земли. Но практические результаты получаются при этом весьма неопределенными, поскольку начальные количества  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ , существовавшие во время зарождения Земли, неизвестны.

Для преодоления этой трудности было сделано допущение, что Земля и планета, из которой образовались метеориты, сформировались примерно в одно и то же время. Некоторые метеориты, в частности троилитовая фаза железных метеоритов, содержат значительную долю свинца, но пренебрежимо малые доли урана и тория. Поэтому изотопные отношения свинца можно рассматривать как неизменившиеся после формирования метеоритов.

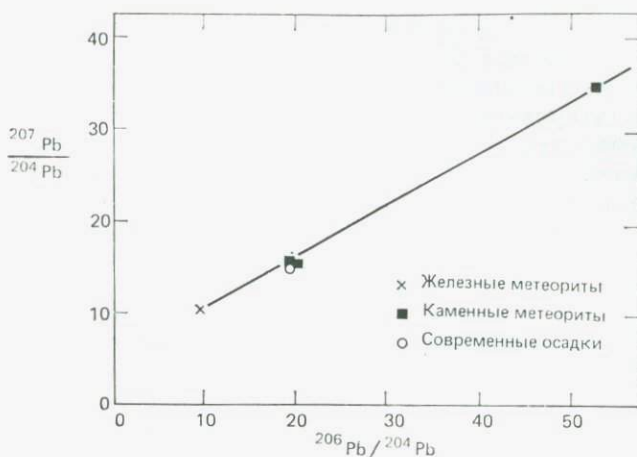


Рис. 8.3. Изохрона свинца для метеоритов и современных океанических осадков, содержащих свинец с материков. Наклон изохроны указывает для метеоритов и земного свинца общий возраст около 4550 млн. лет [24].

Возраст метеоритов впервые определил Паттерсон [24] в результате исследования изотопного состава троилитового свинца в трех каменных и двух железных метеоритах. График зависимости отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 8.3) оказался прямой линией, которая подтверждает, что метеориты имеют примерно один и тот же возраст и что вначале они содержали исходный свинец с тем же самым изотопным составом. Паттерсон также использовал относительные содержания изотопов свинца в океанических осадках (поскольку они содержат свинец, вынесенный с материков) и показал, что они согласуются с метеоритной изохроной в пределах экспериментальных ошибок. Это подтверждает вывод о том, что возраст Земли, вероятно, совпадает с возрастом метеоритов, который он оценил в  $4550 \pm 70$  млн. лет, и что отношение изотопов свинца, фиксированное в троилитовом метеорите, можно использовать как отношение изотопов свинца в первичной Земле. Более поздние значения, полученные с помощью улучшенной методики, дают оценку возраста Земли, более близкую к 4600 млн. лет. Важно, что независимые определения возраста каменных метеоритов и нескольких лунных образцов давали сходные значения.

**8.5.4. Датирование по трекам деления.** Другой урановый метод определения возраста основан на самопроизвольном делении  $^{238}\text{U}$  в минералах и стеклах. Когда продукты деления движутся через твердую среду, они оставляют следы (треки), которые можно увеличить травлением. Число треков на едини-

цу площади является функцией возраста образца и концентрации в нем урана при условии, что после начального охлаждения образец не испытывал повторного нагрева.

Метод датирования по трекам деления в настоящее время широко используется для определения возраста множества минералов, таких как слюды, апатит, эпидот, сфен и циркон. Кроме того, этот метод можно использовать для датировки тектитов, вулканического стекла и некоторых археологических объектов. Подробнее об этом методе и его применении читатель может узнать из монографии [12].

**8.5.5. Датирование по радиоуглероду и тритию.** В методах радиоуглерода и трития используется радиоактивность изотопов, которые имеют значительно более короткое время жизни, но сохраняются в природе благодаря их продолжающемуся возобновлению в ходе естественных процессов.

Огромное значение имеет формирование  $^{14}\text{C}$  в верхней атмосфере при соударениях космических лучей с атомами  $^{14}\text{N}$ . Изотоп  $^{14}\text{C}$  радиоактивен и имеет период полураспада около 5730 лет. Он легко смешивается с обычным атмосферным и океаническим углеродом ( $^{12}\text{C}$  и  $^{13}\text{C}$ ) и усваивается растениями и другими живыми организмами. После смерти организмов обмен углерода с атмосферой прекращается и поступления  $^{14}\text{C}$  не происходит. После этого  $^{14}\text{C}$  распадается с характерной для него скоростью. Радиоуглеродный возраст рассчитывается по отношению содержания  $^{14}\text{C}$  в ископаемом образце к содержанию его в аналогичном живом веществе:

$$\frac{{}^{14}\text{C} \text{ (ископаемый образец)}}{{}^{14}\text{C} \text{ (живое вещество)}} = e^{-\lambda t}. \quad (8.11)$$

Чтобы образец можно было использовать для радиоуглеродного датирования, нужно быть уверенным в том, что присутствующий в нем в настоящее время  $^{14}\text{C}$  есть тот же самый углерод, который присутствовал в материале во время смерти организма. В книге Либби [20] рассмотрены принятые допущения и методики измерения. Вследствие короткого периода полураспада  $^{14}\text{C}$  очевидно, что данный метод непригоден для определения возраста, значительно превышающего 30 000 лет. Это ограничивает применение метода изучением геологических событий, происходивших в самое последнее время. Радиоуглеродный метод используется главным образом для датирования растительного материала. Наряду с этим особое значение имеет датировка раковин моллюсков в послеледниковых пляжных отложениях, которая позволяет установить скорость вертикальных движений поверхности суши (например, в Фенноскандии, см. рис. 3.13). Метод  $^{14}\text{C}$  также с успехом применялся для определения возраста ледникового льда айсбергов в Гренландии

[28]. Ледниковый лед содержит пузырьки атмосферного воздуха, попавшего в него во время формирования льда. Поэтому датирование по  $^{14}\text{C}$ , содержащемуся в пузырьках  $\text{CO}_2$ , дает возраст льда.

Тритий, радиоизотоп водорода ( $^3\text{H}$ ), также образуется в верхней атмосфере под действием космических лучей. Период полураспада трития — примерно 12,5 лет; даже за это короткое время тритий быстро смешивается с общим активным объемом водорода на Земле. Радиоактивность трития в циркулирующих водах поддерживается за счет его непрерывного добавления и перемешивания с дождевой водой. В изолированной массе воды содержание трития экспоненциально убывает. Этот метод открывает возможность изучать круговорот воды над континентами и океанами и определять характеристики подземных вод, а именно их «возраст» и скорость «подпитки». Эту потенциальную возможность впервые использовал Либби в 1951 г., проводя обширные измерения содержания  $^3\text{H}$  в разных водах. К сожалению, тритий является продуктом термоядерных взрывов, и это очень сильно ограничивает возможности его применения в геологических исследованиях. Единственными областями, где сейчас еще могут сохраняться уровни  $^3\text{H}$ , не испытавшие воздействия взрывов термоядерных бомб, являются глубинные старые воды на континентах или в глубинах океанов, в которых не сказывается влияние деятельности человека, вызывающей перемещение вод.

## 8.6. Фанерозойская хронологическая шкала

Предмет относительного и абсолютного датирования горных пород рассматривался в гл. 1, где говорилось об основах деления геологического времени на различные эры и периоды (см. табл. 1.1). Здесь уместно обобщить роль радиометрического датирования в установлении геохронологической шкалы с абсолютными возрастными. До появления радиометрических методов возрасты геологических формаций в различных частях земного шара находили путем корреляции с помощью руководящих ископаемых, сохранившихся в пластах осадочных отложений. Палеонтологическая летопись, если не считать весьма ограниченный интервал микрофоссилий, тянется в прошлое только до раннекембрийского периода, перекрывая фанерозойский зон протяженностью около 600 млн. лет.

С тех пор как впервые были определены абсолютные возрасты, делались попытки связать эти возрасты со стратиграфической временной шкалой. К сожалению, немногие осадочные породы и немногие встречающиеся в них минералы можно датировать радиометрическими методами. Большинство самых

лучших определений возраста сделаны на кристаллах, полученных из пегматитов, которые располагались по краям крупных интрузивных тел. Во многих случаях пегматит или магматическая порода пересекают более древние формации осадочных пород и перекрываются более молодыми осадочными породами, а потому получается возраст, который оказывается где-то в промежутке между двумя формациями осадочного разреза.

Холмс [16] построил первую абсолютную хронологическую шкалу на основе радиометрических возрастов, имевшихся для пород, стратиграфические положения которых были известны. Усовершенствования методов радиометрического датирования в последние годы позволили получить улучшенные оценки начала и длительности различных подразделений геологического времени. Шкала времени, показанная в табл. 1.2, — это вариант 1982 г. неоднократно перерабатывавшейся хроностратиграфической шкалы. Три самые молодые эры (кайнозойская, мезозойская и палеозойская) вместе называются фанерозойским эоном; три более древних зона (протерозойский, архейский и присконский) составляют докембрий.

### 8.7. Хронология докембрия

Нельзя не заметить огромную продолжительность (около 4 млрд. лет) докембрия, на который приходится 87% того времени, которое по современным представлениям является возрастом Земли. Одним из крупных достижений радиометрической хронологии было датирование событий, зафиксированных в докембрийских породах возрастом более 600 млн. лет. Эти сведения послужили основой для деления областей докембрийских щитов на континентах на провинции, каждая из которых характеризуется своей тектонической активностью.

Анализируя калий-аргоновые возрасты докембрийских пород Канадского щита, Стокуэлл [32] выделил в них четыре главные группы значений, которые он отождествил с возрастными орогеней и дал им следующие названия: гренвилльская (1,07 млрд. лет назад), эльсонская (1,37 млрд. лет назад), гудзонская (1,85 млрд. лет назад) и кеноранская (2,7 млрд. лет назад). На этой основе Канадский щит был разделен на структурные провинции, которые в целом совпадают с возрастными провинциями.

Дерли [7] показал, что если построить гистограмму всех полученных результатов определения возраста, то проявятся три докембрийских пика (рис. 8.4) соответственно тектонической активности, начинавшейся 2,7, 1,9 и 1,0 млрд. лет назад. Существенно, что на всех континентах, кроме Антарктиды,

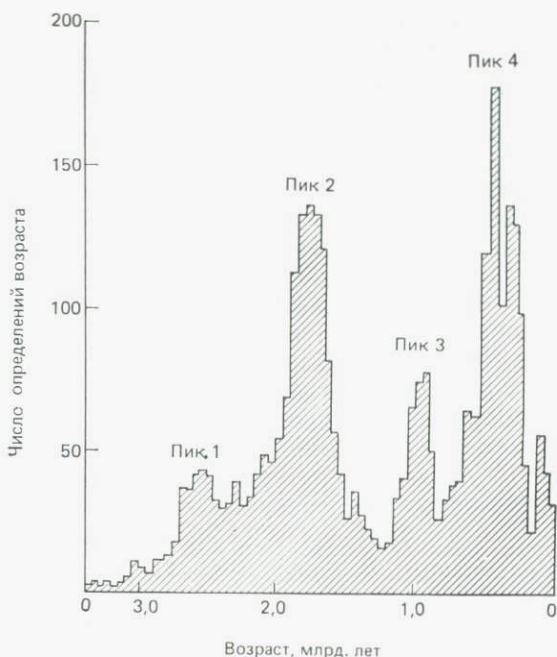


Рис. 8.4. Гистограммы, показывающие распределение возрастов магматических и метаморфических пород. Имеются три докембрийских пика (1—3), соответствующих тектонической активности, начинавшейся около 2,7, 1,9 и 1 млрд. лет назад [7].

известны породы, которые пережили огромный интервал времени (2,0 млрд. лет), не испытав последующих метаморфических изменений. Это позволило выдвинуть гипотезу о том, что малые области, содержащие самые древние породы, представляют собой ядра, вокруг которых со временем выросли континенты.

## 8.8. Изотопы кислорода и палеоклиматы

Исследование палеоклиматов тесно связано с геологией, а в последние десятилетия накопилось весьма внушительное количество данных по индикаторам палеоклиматов [4, 14, 29]. Лучшими количественными характеристиками древних климатов являются палеотемпературы, которые можно определить в результате анализа изотопов кислорода в ископаемых раковинах некоторых морских организмов. Отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в раковинах пелагических и бентосных фораминифер зависит от температуры их образования и изотопного состава окружаю-

щей воды. Уравнение, используемое для вычисления палеотемпературы  $T$  по изотопному составу кислорода, имеет вид

$$T = 16,5 - 4,3(\delta - A) + 0,14(\delta - A)^2, \quad (8.12)$$

где  $\delta$  — измеренное в раковинах отклонение отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  от стандартного значения в промилле (‰) и  $A$  — отклонение для океанской воды от того же стандарта в промилле.

Первые детальные исследования на глубоководных колонках грунта из Тихого и Атлантического океанов и Карибского моря провел Эмилиани [10]. Он оценил вариации температуры в глубоком океане за последние 300 000 лет. Его анализ вариаций температуры показал, что флуктуации климата, определившие плейстоценовое оледенение, были глобальным явлением.

Из скважин, пробуренных по проекту глубоководного бурения (DSDP), получено большое число кернов из разных районов океанического дна. Изотопные анализы этих кернов позволили определить палеотемпературы вплоть до третичных и меловых фораминифер. Температурные кривые (рис. 8.5) для тропической части Тихого океана указывают на общее охлаж-

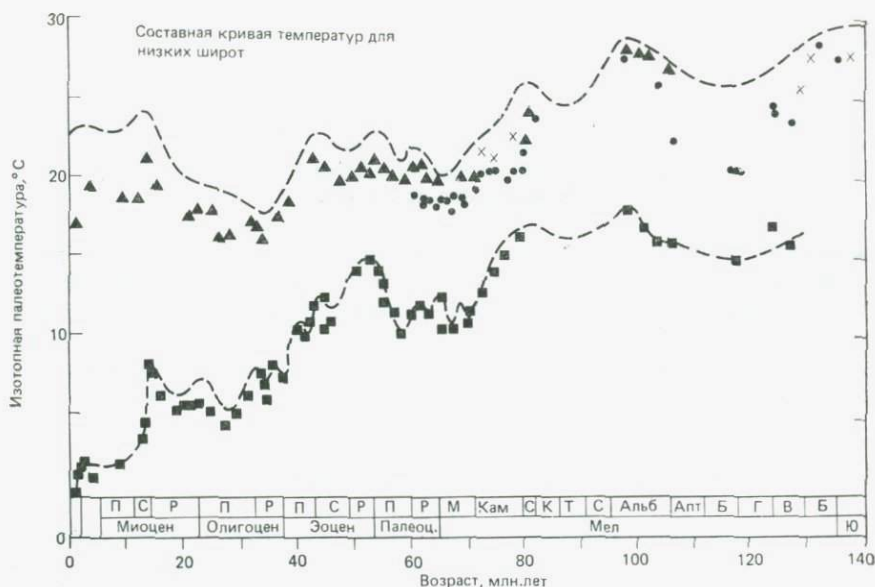


Рис. 8.5. Кривые палеотемператур, основанные на анализах изотопов кислорода в микрофоссилиях с участков глубоководного бурения в тропической части Тихого океана. Верхняя кривая дает наилучшую оценку температуры поверхностных вод, выведенную из анализа планктонных фораминифер и кокколитов [27]; нижняя кривая указывает температуры придонных вод, основанные на бентосных фораминиферах [8]. Р, С, П — ранний, средний и поздний отделы соответственно.

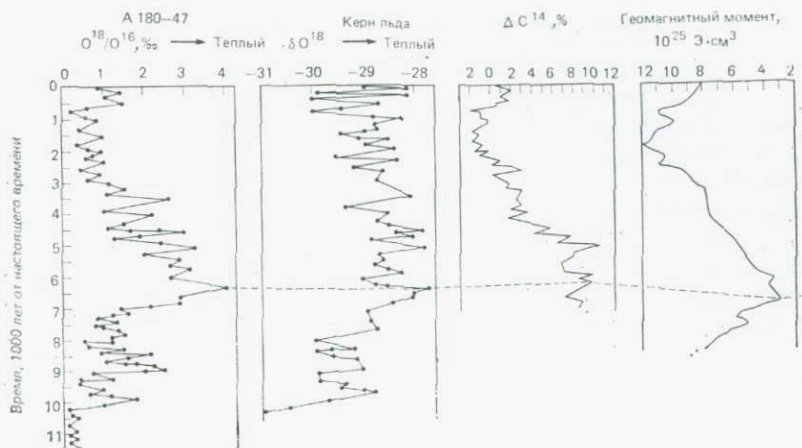


Рис. 8.6. Сопоставление климатических кривых, полученных исходя из содержания изотопов кислорода в фораминиферах глубоководного ядра А 180-47 и в керне льда из Гренландии, с графиками вариаций радиоактивности атмосферного  $^{14}\text{C}$  и изменений напряженности геомагнитного поля [34].

дение океанской воды начиная с середины мелового периода; при этом интенсивные флуктуации температур поверхностных и придонных вод наблюдаются в эоцене — олигоцене и среднем миоцене. Самые высокие температуры третичных придонных вод порядка  $14^\circ\text{C}$  отмечены в эоценовое время. Эту температуру можно сопоставить с типичными температурами придонных вод современных океанов, равными  $1\text{--}2^\circ\text{C}$ . Как показывает быстрое понижение температуры, крупное изменение климата глобальной значимости происходило в среднем миоцене. Это соответствует времени, когда началось обширное оледенение Антарктиды.

Для изучения вариаций палеотемператур используется также концентрация  $^{18}\text{O}$  в ледниковом льде [5]. На рис. 8.6 кривая относительных температур, основанная на анализе  $^{18}\text{O}$  в керне гренландского льда, и кривая климата, выведенная по фораминиферам из керна глубоководных осадков, отобранного вблизи островов Зеленого Мыса, сопоставляются с вариациями активности атмосферного радиоуглерода и напряженности геомагнитного поля. Примерно 6500 лет назад отмечен климатический оптимум. Частые осцилляции на кривой температур по  $^{18}\text{O}$ , вероятно, связаны с флуктуациями солнечной радиации, которые вызывают и соответствующие вариации концентрации  $^{14}\text{C}$  в атмосфере. Отметим поразительную корреляцию между более теплым климатом, повышенной радиоуглеродной активностью и пониженной напряженностью геомагнитного поля около 6500 лет назад.

## 8.9. Выполнение радиометрических съемок

Методы разведки, использующие явление радиоактивности, стали играть важную роль в последние десятилетия, причем не только для удовлетворения растущих потребностей в уране, но и для выявления связанных с ним минералов и рудных тел. Радиоактивные методы с успехом используются и в геологических, и в структурных исследованиях.

Ранее уже упоминалось, что геофизические поиски радиоактивных элементов в земной коре в первую очередь включают в себя обнаружение областей с аномально высоким  $\gamma$ -излучением. Это объясняется тем, что потоки  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц обладают по сравнению с  $\gamma$ -лучами значительно меньшей проникающей способностью и не будут регистрироваться уже тогда, когда над радиоактивной залежью имеется перекрывающий слой мощностью всего в несколько сантиметров. Подробнее о различных вопросах радиометрической разведки говорится в работах [9, 13, 19]. Обзор методик радиометрических съемок дан в трудах Международного агентства по атомной энергии (I. A. E. A.) за 1979 г. [18].

Рассмотрим кратко основные положения предмета, опустив некоторые детали.

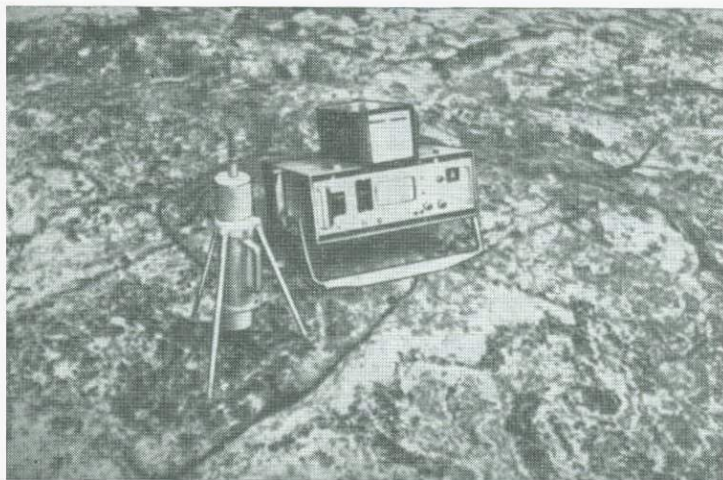
**8.9.1. Приборы и методика полевых работ.** Из многих типов детекторов излучения, сконструированных для использования в поле, наиболее подходящими для разведочных работ являются счетчик Гейгера и сцинтилляционный счетчик.

Счетчик Гейгера состоит из герметичной стеклянной трубки с цилиндрическим катодом, окружающим анод, — идущий по центру тонкий провод. Трубка заполняется газом (обычно аргоном с небольшим количеством спирта), а между электродами создается высокое напряжение. В нормальном состоянии газ не проводит ток, но когда через него проходит гамма-квант, газ ионизуется и образовавшиеся ионы и электроны начинают двигаться в направлении электродов. Возникающие импульсы тока можно усиливать и регистрировать измерительным прибором или прослушивать как «щелчки» в наушниках. При использовании специальных электронных устройств этот прибор работает как счетчик, подсчитывающий количество импульсов в минуту. В отличие от  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц  $\gamma$ -лучи создают очень слабую ионизацию, поэтому эффективность детектирования  $\gamma$ -излучения счетчиком Гейгера очень низка.

Сцинтилляционный счетчик является более эффективным типом детектора. Он основан на том факте, что некоторые кристаллы, например активированный таллием иодид натрия, при поглощении  $\gamma$ -квантов испускают видимую вспышку света (сцинтиллируют). Сцинтилляции детектируются фотоумножителями и после соответствующего усиления подаются на изме-

льный прибор, показывающий скорость счета в минуту. вследствие значительно большей эффективности детектирования (почти 100% для  $\gamma$ -излучения) сцинтилляционный счет во многих случаях уже заменил счетчик Гейгера в современных исследованиях. В настоящее время в аэросъемках, промых для измерения поверхностной радиоактивности с воз-, используются почти исключительно сцинтилляционные ики. Сравнительно недавно сконструированы сцинтилляные счетчики, способные разделять импульсы, созданные гучением, по их энергии, а это позволяет, например, разли- залежи урана и тория.

Газменные радиометрические съемки ведут вручную вдоль илей, держа детектор на высоте около 0,5 м над поверх- ю. Если в исследуемой области имеются признаки радио- ности, можно провести детальные измерения по сетке с м шагом (в несколько метров). Если детектор отмечает ость счета, в несколько раз превышающую «фон», это т указать на радиоактивную залежь. Фоновый эффект ловлен главным образом космическим излучением и кали- который относительно обилен в гранитных породах. Обна- щаяся на поверхности пегматитовая дайка с высоким со- анием калиевого полевого шпата может давать ту же ость счета, что и урановая залежь на глубине менее трети а, а при измерениях одним только сцинтилляционным счет- м различить их невозможно. Измерения гамма-спектромет-



8.7. Портативный гамма-спектрометр, использовавшийся на плато ъелд, юг Гренландии. Прибор содержит коллимированный детекторный обеспечивающий постоянный телесный угол детектирования в неров- ной местности. (Из материалов Л. Лёвборга.)

ром дают возможность различать активности разных источников и тем самым позволяют выполнять «опробование» на уран и торий *in situ*. На рис. 8.7 показан типичный полевой комплект портативного гамма-спектрометра.

При разведке минеральных ресурсов аэrorадиометрические съемки часто выполняют в комплексе с аэромагнитными и аэроэлектромагнитными съемками. Для улучшения чувствительности детектирования счетного блока используются несколько больших сцинтилляторов в соответствующем их расположении, а импульсы автоматически регистрируются на движущейся бумажной ленте. Высота полета над поверхностью земли обычно не превышает 100 м, а при поисках очень малых обнажений ураноносных пород желательно вести измерения на еще

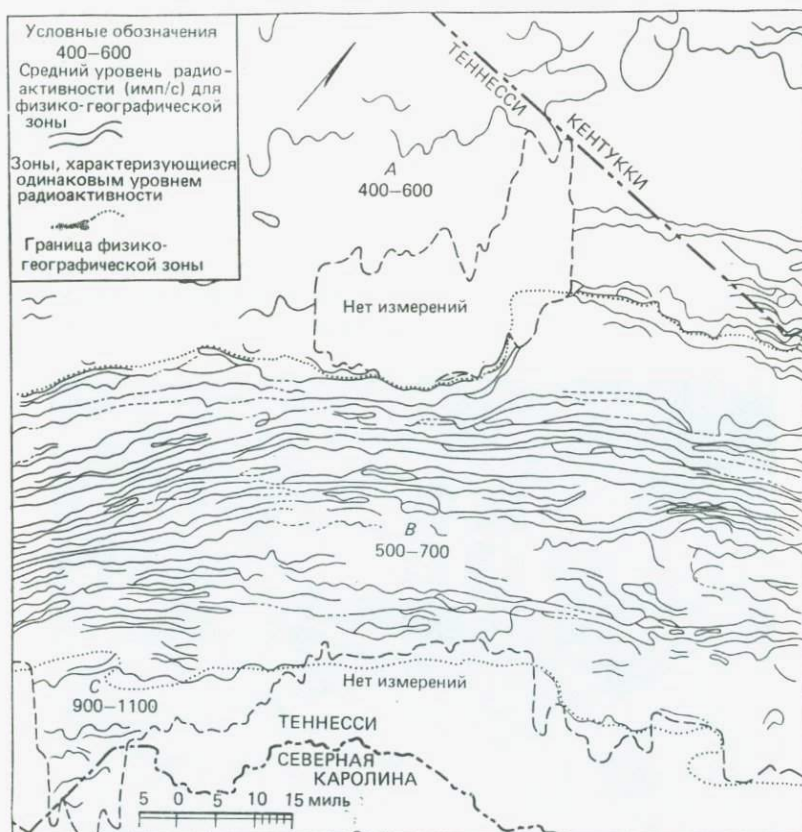


Рис. 8.8. Карта радиоактивности восточной части штатов Теннесси и Кентукки. Три провинции с разной радиоактивностью, выделенные по среднему уровню и различному характеру распределения радиоактивности, очерчивают три физико-географических зоны: *A* — плато Камберленд, *B* — Провинция Долин и Хребтов; *C* — провинция Блу-Ридж [2]. 1 миля  $\approx$  1,6 км.



Условные обозначения



Рис. 8.9. Изолинии концентрации урана (в млн<sup>-1</sup>), наложенные на геологическую карту минерализованной области в районе интрузии Илимауссак, юг Гренландии [21].

меньшей высоте. Многие полезные рекомендации по выполнению аэроадиометрической съемки приведены в работах [6, 25].

**8.9.2. Примеры радиометрических съемок.** Радиометрические съемки — исключительно полезное средство, используемое в программах геологического картирования и разведки. Для иллюстрации их эффективности приведем два примера.

Первый пример относится к штатам Теннесси — Кентукки и взят из статьи Бейтса [2]. На рис. 8.8 представлена карта радиоактивности этого региона. Наиболее очевидной особенностью карты являются три области (*A*, *B* и *C*), отличающиеся по распределениям и уровням радиоактивности. Эти три провинции имеют примерно те же границы, что и три физико-географических подразделения данного региона. Область *B* характеризуется общим средним уровнем радиоактивности с явно линейным ее распределением. В нескольких случаях линейные пояса с высоким уровнем радиоактивности точно очерчивают следы надвигов. Граница между провинциями *B* и *C* достаточно хорошо определяется резким повышением уровня радиоактивности в пластах Блу-Ридж.

Другой пример получен на плато Кванфьелд в щелочной интрузии Илимауссак на юге Гренландии. Как описано в работе [30], наибольшие концентрации урана и тория отмечаются в люавритах в самой северной части интрузии, где люавриты находятся в прямом контакте с породами кровли. Наиболее сильные минерализации урана и тория связаны со стенструпием — богатым ураном разновидностью монацита и торита. На рис. 8.9 приведены результаты измерений портативным гамма-спектрометром по сетке с интервалом 1 м [21]. Между радиометрическими контурами и литологией имеется хорошая корреляция. Этот пример показывает достоинства опробования на уран и торий в их естественном залегании, особенно в сложных полевых условиях. Всесторонний обзор результатов наземных и аэро-гамма-спектрометрических съемок на юге Гренландии дан в работе [1].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Armour-Brown A., Tukiainen T., and Wallin B.* The south Greenland uranium exploration programme. Unpublished interim report, Geological Survey of Greenland, Copenhagen, 1982.
2. *Bates R. G.* Airborne radioactivity survey, an aid to geological mapping. In *Mining Geophysics*, Vol. 1, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 67—76, 1966.
3. *Birch F.* Heat from radioactivity. In *H. Faul (Editor), Nuclear Geology*. Wiley, New York, pp. 148—174, 1954.
4. *Bowen R.* Palaeotemperature Analysis. Elsevier, Amsterdam, 265 pp., 1966.
5. *Dansgaard W., Johnsen S., Clausen H., Gundestrup N.* Stable Isotope Glaciology. *Meddeleser om Grønland* 197, No. 2, 53 pp., 1973.
6. *Darnley A. G.* Airborne gamma-ray survey techniques. In *Bowie S. H., M. Davis and D. Ostle (Editors), Uranium Prospecting Handbook*. Institute of Mining and Metallurgy, pp. 174—211, 1972.
7. *Dearieley R.* Orogenic fold-belts and a hypothesis of Earth evolution. *Phys. Chem. Earth*, 7, 1—114, 1965.
8. *Douglas R. and Woodruff F.* Deep-sea benthic foraminifera. In *C. Emiliani (Editor), The Sea*, Vol. 7, Wiley-Interscience Publishers, New York, pp. 1233—1328, 1981.
9. *Duval J. S.* Composite color images of aerial gamma-ray spectrometric data. *Geophysics*, 48, 722—735, 1983.

10. *Emiliani C.* Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, **63**, 538—578, 1955.
11. *Fcure G.* Principles of Isotope Geology. John Wiley, New York, 464 pp., 1977. [Русский перевод: Фор Г. Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989.]
12. *Fleischer R. L., Buford P. and Walker.* Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications. University of California, Berkeley, 605 pp., 1975.
13. *Foote R. S.* Radioactive methods in mineral exploration. *Geol. Rep.*, No. 26, pp. 177—190, 1970.
14. *Frakes J. A.* Climates Throughout Geologic Time. Elsevier, Amsterdam, 310 pp., 1979.
15. *Hart S. R.* The petrology and isotopic mineral-age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. *J. Geol.*, **72**, 493—525, 1964.
16. *Holmes A.* The construction of a geologic time scale. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, **21**, 117—152, 1947.
17. *Husain L. and Schaeffer O. A.* Lunar volcanism: Age of the glass in the Apollo 17 orange soil. *Science*, **180**, 1358—1360, 1973.
18. IAEA. Gamma-ray surveys in uranium exploration. Inter. Atomic Energy Agency, Techn. Rep., Series 186, Vienna, 1979.
19. *Lang A. H.* Radioactivity methods. In: *Geol. Surv. Can., Ottawa Econ. Geol. Rep.*, No. 7, pp. 151—159, 1970.
20. *Libby W. F.* Radiocarbon Dating. University of Chicago Press, Chicago, 124 pp., 1955.
21. *Løvborg L.* Assessment of uranium by gamma-ray spectrometry. In S. H. U. Bowie, M. Davis and D. Ostle (Editors), *Uranium Prospecting Handbook*. Institution of Mining and Metallurgy, London, pp. 157—173, 1972.
22. *Moorbath S. R., O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Gale N. H. and McGregor V. R.* Further rubidium strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, west Greenland. *Nat. Phys. Sci.*, **240**, 78—82, 1972.
23. *Moxham R. M.* Natural radioactivity in Washington County, Maryland. *Geophysics*, **28**, 262—272, 1963.
24. *Patterson C. C.* Age of meteorites and the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **10**, 230—237, 1956.
25. *Pemberton R. H.* Airborne radiometric surveying for mineral deposits. In *Geol. Survey Can., Ottawa, Econ. Geol. Rep.*, No. 26, pp. 416—424, 1970.
26. *Sass J. H.* The earth's heat and internal temperatures. In I. G. Gass, P. J. Smith and R. C. L. Wilson (Editors), *Understanding the Earth*, The Artemis Press, Sussex, pp. 81—87, 1971.
27. *Savin S. M.* The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**, 319—344, 1977.
28. *Scholander P. F., Dansgaard W., De Vries H., Coachman L. K. and Hemmingsen E.* Radiocarbon age and oxygen-18 content of Greenland icebergs. *Medd. Grønland*, **165**, (1) 25, 1961.
29. *Schackleton N. and Boersma A.* The climate of the Eocene Ocean. *J. Geol. Soc. Lond.*, **138**, 153—157, 1981.
30. *Sørensen H., Hansen J. and Bondesen E.* Preliminary account of the geology of the Kvanefjeld area of the Ilimaussaq intrusion, south Greenland. *Geol. Survey Greenland, Rep.*, No. 18, 40 pp., 1969.
31. *Steiger R. H. and Jäger E.* Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359—362, 1977.
32. *Stockwell C. H.* Revised Precambrian time scale for the Canadian Shield. *Geol. Survey Can., Paper* 72—52, 4 pp., 1972.
33. *York D. and Farquhar R. M.* The Earth's Age and Geochronology. Pergamon Press, London, 178 pp., 1972.
34. *Wollin G., Ericson D. B. and Ryan W. B. F.* Magnetism of the earth and climatic changes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 175—183, 1971.

## 9. Геотермические методы

### 9.1. Введение

Тепло, которое ощущается на земной поверхности, поступает главным образом от Солнца. Однако большая часть солнечного тепла излучается обратно в космическое пространство, и лишь очень малая доля может проникать до глубин более нескольких сотен метров. Поэтому его влияние на недра Земли пренебрежимо мало по сравнению с теплом, имеющимся внутри Земли.

В настоящее время предполагается, что главным источником тепловой энергии внутри Земли является радиоактивный распад долгоживущих изотопов, но на более ранних этапах истории Земли значительную роль могли играть и другие источники тепла, такие как начальная температура и тепло, высвобожденное при аккреции (вследствие работы сил гравитационного притяжения, вызывающих объединение малых частиц в единое тело и последующее его уплотнение).

Тепло постепенно, а иногда и быстро передается из внутренних областей Земли к поверхности. Примерами более быстрой передачи тепла являются вулканы и термальные источники. Тепло, выделяющееся внутри Земли, прямо или косвенно стимулирует различные геологические процессы, которые связаны с тектоническими движениями, магматической и метаморфической активностью.

Исследование термического поведения Земли является одним из наиболее умозрительных разделов геофизики. Ниже глубины примерно 100 км ход температуры является весьма неопределенным, а распределение источников тепла и механизмы теплопереноса неизвестны. Однако этот вопрос представляет огромный интерес, поскольку он имеет непосредственное отношение ко всем гипотезам происхождения и развития Земли.

В последние десятилетия благодаря многочисленным исследованиям потока тепла из Земли была получена информация об общих региональных характеристиках термического режима под главными геологическими структурами континентов и океанов. Эта информация имеет особое значение для теории конвекции в мантии, с которой тесно связаны гипотезы дрейфа

континентов, спрединга морского дна и тектоники плит. В локальном масштабе термические измерения (в частности аномалии температуры) помогают определять положения таких структур, как неглубокие соляные купола, антиклинали, разломы, трещины и т. п. Кроме того, измерения температуры в буровых скважинах используются для корреляции стратиграфических горизонтов.

В настоящей главе дается краткое и элементарное описание геотермических методов исследования и их применения к решению как глобальных, так и локальных геологических задач. Рассмотрены также некоторые важные вопросы разведки геотермальной энергии.

## 9.2. Термические свойства горных пород

Как показывают наблюдения в скважинах и шахтах, почти повсюду на Земле температура увеличивается с глубиной. Следовательно, тепловой поток в Земле должен быть направлен вверх. Величина потока тепла  $q$  зависит от удельной теплопроводности  $K$  горных пород и градиента температуры в данном месте. Рабочее соотношение имеет вид

$$q = -K \text{ grad } T, \quad (9.1)$$

где  $\text{grad}T (= \partial T / \partial z)$  характеризует интенсивность возрастания температуры с глубиной,  $q$  измеряется в единицах энергии на единицу площади за единицу времени и в системе СИ имеет размерность Вт/м<sup>2</sup>. В системе СГС рабочей единицей является мккал/(см<sup>2</sup>·с).

Удельная теплопроводность является мерой того, сколь легко тепло распространяется через материал. Некоторые простые наблюдения свидетельствуют о том, что Земля обладает низкой теплопроводностью. Например, суточные вариации температуры поверхности едва ощущаются на глубине 1 м, а те изменения, которые все же проникают на эту глубину, отмечаются через 12 ч или позже. А в нескольких метрах ниже поверхности можно обнаружить лишь сезонные изменения температуры, и они проявляются здесь через месяцы. На глубине приблизительно 1 км все еще отмечается низкая температура — свидетельство влияния последнего ледникового периода (имевшего место около 10 000 лет назад). Эти оценки основаны на глубине проникновения тепловой волны (соответствующей суточным, сезонным или длиннопериодным вариациям температуры поверхности) и могут быть получены из решения одномерного уравнения теплопроводности (см. приложение F).

Степень запаздывания температуры (во времени) зависит

от температуропроводности материала  $k$ . Она определяется как

$$k = K / \rho c_p, \quad (9.2)$$

где  $K$  — удельная теплопроводность,  $\rho$  — плотность и  $c_p$  — удельная теплоемкость при постоянном давлении. В системе СИ  $k$  имеет размерность  $\text{м}^2/\text{с}$ .

Температуропроводность (как и удельная теплоемкость) для большинства пород очень низка и лежит в интервале  $(0,5-2) \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ , или в геологическом масштабе времени  $15-60 \text{ км}^2/\text{млн. лет}$ . Это означает, что если бы тепло распространялось только путем теплопроводности, то термическое событие, возникающее на глубине в несколько десятков километров, не ощущалось бы около поверхности в течение примерно  $10-100$  млн. лет.

В табл. 9.1 приводятся типичные значения удельной теплопроводности различных пород и минералов. Теплопроводность в большой степени определяется минералами, из которых состоит порода, но заметное влияние могут оказывать пористость и повышение температуры и давления. Хорошей оценкой удель-

Таблица 9.1. Удельные теплопроводности пород и минералов при нормальных температуре и давлении [7, 30]

Материал	Удельная теплопроводность в единицах СИ <sup>1)</sup> , Вт/(м·°С)
Гранит	1,9—3,2 (2,7)
Гранодиорит	2,6—3,5 (3,0)
Гнейс	
параллельно сланцеватости	2,5—3,7 (3,1)
перпендикулярно сланцеватости	1,9—3,2 (2,7)
Базальт	1,5—2,2
Диабаз	2,1—2,3 (2,2)
Габбро	2,0—2,3 (2,15)
Серпентинит	2,0—3,8 (2,3)
Дунит	3,7—5,2
Песчаник	2,5—3,2
Глинистые сланцы	1,3—1,8 (1,4)
Известняк	2,0—3,0 (2,5)
Каменная соль	5,3—7,2 (5,7)
Гематит — руда	10,5
Гематит — кристалл	
параллельно оси $c$	12,1
перпендикулярно оси $c$	14,8
Магнетит (поликристаллический)	5,3
Вода	0,59 (25°С)
Лед	2,2 (0°С)

<sup>1)</sup> Для превращения в единицы системы СГС ( $10^{-3} \text{ кал}/(\text{см}\cdot\text{с}\cdot^\circ\text{С})$ ) значения нужно умножить на 2,39.

ной теплопроводности до глубины около 50 км является значение  $2,5 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{C})$ ; ниже этой глубины теплопроводность остается неопределенной. Больше данных об удельных теплопроводностях пород и минералов можно найти в справочнике [7].

### 9.3. Тепловой поток Земли

Тепло, которое распространяется из недр Земли и уходит в космическое пространство, называется *тепловым потоком Земли*. Это то количество тепловой энергии, которое теряется Землей, или, другими словами, составляет расходную часть в тепловом бюджете Земли. Современная скорость потери тепла с поверхности Земли примерно равна  $4 \cdot 10^{13} \text{ Вт}$ , или  $1,25 \times 10^{21} \text{ Дж/год}$ . Выраженный в виде энергии, этот отток тепла выглядит наиболее впечатляющим проявлением геофизических процессов: потеря энергии, связанная с землетрясениями и вулканической деятельностью, на несколько порядков величины меньше.

**9.3.1. Измерения теплового потока.** Для определения теплового потока нужно провести два отдельных измерения: градиента температуры  $\partial T/\partial z$  и удельной теплопроводности  $K$  пород, в которых измеряются температуры. Тогда поток тепла через единицу площади рассчитывается по формуле  $q = K\partial T/\partial z$ .

Зонд для измерения теплового потока в мягких осадках на дне океана схематически показан на рис. 9.1. После введения зонда в осадки по измерениям температуры вдоль зонда находят градиент температуры в этих осадках. Затем в нижней части зонда создается электрический нагрев с известной скоростью и после достижения установившегося состояния вновь измеряется градиент температуры. По этой второй группе данных рассчитывается удельная теплопроводность  $K$ . Для выполнения одного измерения теплового потока требуется примерно **15 мин.**

На суше для измерения температуры в шахтах и скважинах используются термисторные зонды. Отсчеты температуры снимаются с точностью около  $0,01^\circ\text{C}$  с использованием мостика сопротивлений, а измерения проводятся с малыми интервалами по глубине. Практически все скважины заполнены жидкостью. Чтобы температура жидкости соответствовала температуре ненарушенной породы на той же глубине, в этой жидкости не должно быть конвекции или других тепловых возмущений, созданных бурением. Для достижения теплового равновесия скважину приходится оставлять на время, в несколько раз превышающее время бурения. Удельные теплопроводности образцов из скважины измеряются в лаборатории.



Рис. 9.1. Зонд для измерения теплового потока в мягких осадках океанического дна.

Измерения теплового потока на суше начали проводить в 1930-х годах, и к 1980 г. имелись сообщения примерно о 2800 измерениях. Распределение этих измерений крайне неравномерно. Хотя измерения на дне океана были начаты в 1950-х годах пионерской работой Э. Булларда с сотрудниками, но объем данных, полученных к 1980 г., превысил количество данных, собранных на суше, более чем на 60%. Это объясняется тем, что измерения на дне океана проводить значительно проще, чем на суше: температура воды здесь обычно не меняется в течение всего года, а поэтому не нужно бурить глубокие скважины. В собранных океанических данных, хотя и распределенных более равномерно, имеются серьезные пробелы в областях высоких широт.

**9.3.2. Данные о глобальном тепловом потоке.** В 1970 г. Ли [22] представил анализ около 3130 результатов измерения теплового потока, имевшихся к тому времени. Глобальное среднее теплового потока, рассчитанное по средним значениям для равных площадей ( $5 \times 5^\circ$ ), оказалось равным  $61 \text{ мВт/м}^2$ . Существенные различия между средним континентальным тепловым потоком и средним океаническим не выявлялись.

К 1980 г. набор данных о глобальном тепловом потоке включал в себя более 7200 измерений. Более поздние анализы Девиса [9] и Слейтера и др. [38] существенно отличаются от анализа Ли [22] тем, что по их оценкам средний тепловой поток в океанах на 70–80% больше, чем на континентах. Океанический тепловой поток занижался потому, что потери тепла вследствие гидротермальной деятельности в районе океанических хребтов считались относительно малыми. А теперь уже стало ясно, что около одной трети океанического теплового потока связано с гидротермальной циркуляцией в зоне подводных хребтов. В табл. 9.2 приводится сводка оценок глобального теплового потока и его разделение на континентальный

Таблица 9.2. Оценки среднего теплового потока ( $q$ ) и общих потерь тепла ( $Q$ ) из недр Земли

Тип площади	$q$ , мВт/м <sup>2</sup> <sup>1)</sup>	$Q$ , 10 <sup>13</sup> Вт <sup>2)</sup>	Литература
Континенты (суша)	61	0,90	[22]
Океаны и континентальные шельфы (по теплопроводности)	61	2,21	
Среднее	61	3,11	
Континенты и шельфы	57	1,15	[38]
Океаны (гидротермальная деятельность)	33	1,01	
Океаны (по теплопроводности)	66	2,03	
Океаны (в целом)	99	3,04	[9]
Среднее	82	4,20	
Континентальная кора [6]	53	1,09	
Океанические бассейны (по теплопроводности и гидротермальной деятельности)	100	3,06	[9]
Среднее	81	4,15	

<sup>1)</sup> Погрешность оценок средних значений  $q$ , вероятно, примерно равна 10%. Для перевода этих значений в единицы системы СГС (мккал/(см<sup>2</sup>·с)) нужно умножить их на  $23,9 \cdot 10^{-3}$ .

<sup>2)</sup>  $Q = q \cdot S$ , где  $S$  — площадь поверхности. Площадь поверхности Земли равна  $5,10 \cdot 10^{14}$  м<sup>2</sup>, океанических бассейнов  $3,06 \cdot 10^{14}$  м<sup>2</sup> и континентальной коры  $2,04 \cdot 10^{14}$  м<sup>2</sup>.

и океанический. Из общих глобальных потерь тепла  $Q$  около 75% дают океаны и около 25% — континенты.

### 9.3.3. Соотношения между тепловым потоком и возрастом.

С ростом массива измерений теплового потока в разных тектонических областях становится очевидным, что тепловой поток в общем коррелирует с возрастом коры на участке измерения. В океанах это — возраст мафической коры, образованной из магмы в зоне океанических хребтов и переместившейся в стороны от них. На континентах соответствующим возрастом является возраст последнего тектонотермического события, оказавшего влияние на район измерений. Уменьшение теплового потока с увеличением возраста коры — характерная особенность и океанов, и континентов (рис. 9.2).

Тепловой поток в океанах характеризуется исключительно большими и очень изменчивыми значениями над вновь сформировавшейся корой в зоне гребней хребтов; вдали от хребтов значения его становятся меньше средних и менее разбросанными. Самые низкие значения ( $\sim 45$  мВт/м<sup>2</sup>) наблюдаются в глубоководных желобах (рис. 9.3). Уменьшение теплового потока с увеличением возраста дна океана согласуется с представлением о внедрении магмы, образующей новую океаническую ко-

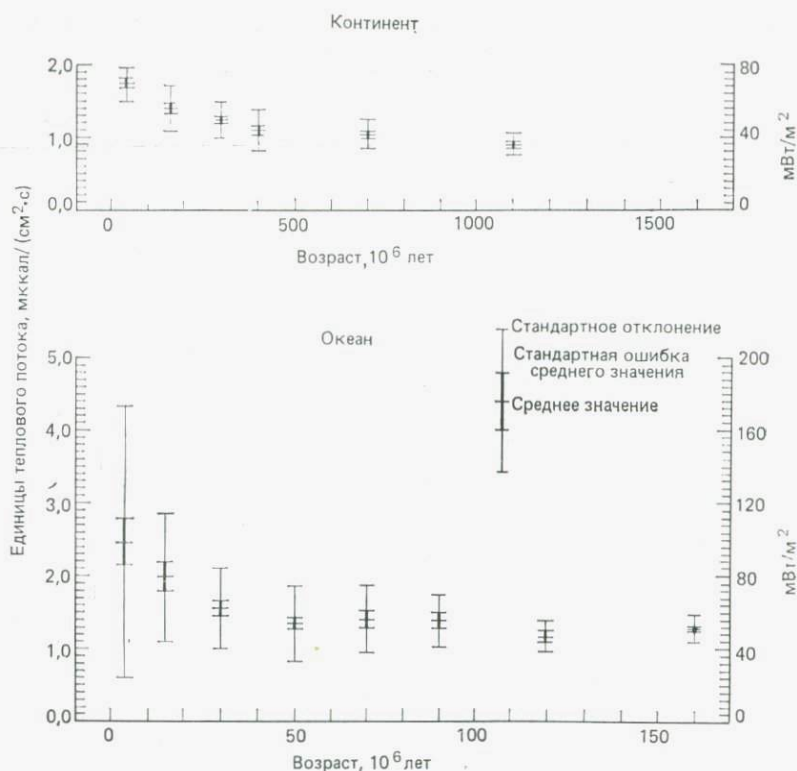


Рис. 9.2. Наблюдавшиеся вариации значений континентального и океанического теплового потока и их зависимость от возраста пород земной коры [6].

ру, и ее постепенном остывании по мере удаления от хребта. Парсонс и Слейтер [31] оценили начальную температуру остывающего слоя океанической коры в  $1350^{\circ}\text{C}$ , а его толщину примерно в 125 км. Модель охлаждения этого типа объясняет около 85% всего океанического теплового потока; остающиеся 15% могут быть обусловлены теплом, поступающим в основание литосферы из нижележащей мантии, и относительно малым вкладом радиоактивного тепла, образующегося внутри литосферы.

Уменьшение континентального теплового потока с возрастом (рис. 9.2) охватывает более долгий период времени и происходит сложнее, чем в океанах. Самые высокие значения ( $\sim 90$  мВт/м<sup>2</sup>) наблюдаются в районах, сложенных более молодыми кайнозойскими породами, а самые низкие ( $\sim 40$  мВт/м<sup>2</sup>) — в наиболее древних областях докембрийских



Рис. 9.3. Распределение теплового потока в океане (верхняя кривая) можно объяснить с помощью модели, в которой новообразованная литосферная плита постепенно охлаждается по мере удаления от хребта и в конечном итоге погружается в астеносферу в районе желоба. В результате плавления литосферы поднимающаяся магма создает более высокий тепловой поток в районе островной дуги. (Из работы [33] с изменениями.)

щитов. Значительный вклад в континентальный тепловой поток вносит радиоактивность пород верхней коры. Его можно отделить от вклада более глубоких источников следующим образом.

Пусть тепловыделение породы на единицу объема равно  $A$  ( $\text{Вт}/\text{м}^3$ ). Тогда для столба коры, в котором тепло поступает к поверхности с той же скоростью, с которой генерируется, тепловой поток на поверхности  $q$  над однородным столбом высотой  $b$  (в метрах) равен  $bA$  ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) плюс любое тепло, поступающее в основание этого столба. Предполагается, что между  $q$  и  $A$  имеется линейная зависимость вида

$$q = q_0 + bA, \tag{9.3}$$

где отсекаемый на оси  $q$  отрезок  $q_0$  дает поток тепла от более глубоких источников, расположенных ниже поверхностного слоя. На рис. 9.4 приведен график результатов наблюдений поверхностного теплового потока  $q$  и теплогенерации  $A$  для трех различных тектонических провинций США. Наклон прямой, аппроксимирующей данные наблюдений, дает мощность  $b$  «разогретого» радиоактивностью поверхностного слоя. Результаты по нескольким провинциям теплового потока обобщены в работе Виторелло и Поллака [43], а определения, основанные на четырех или более наблюдениях, сведены в табл. 9.3.

Согласно Виторелло и Поллаку, уменьшение континентального теплового потока с увеличением тектонического возраста

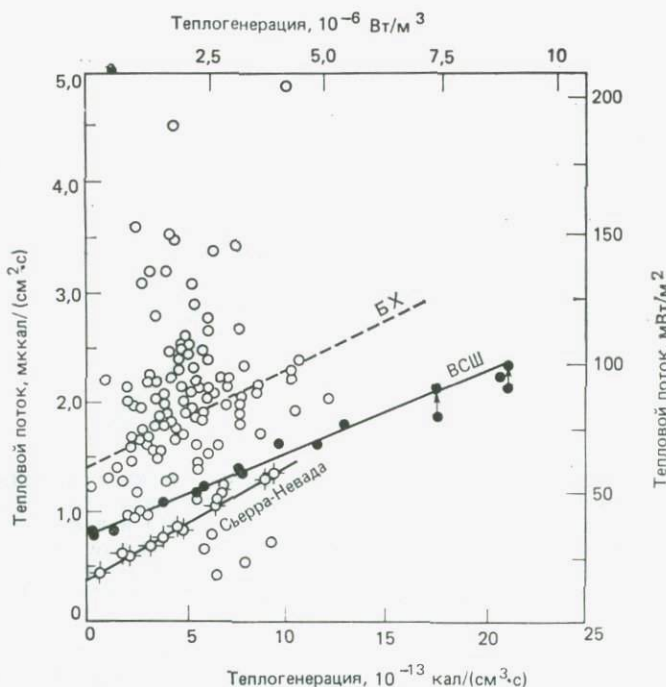


Рис. 9.4. Наблюдения теплового потока и радиоактивной теплогенерации в кристаллических породах США [21]. Кривые линейной регрессии взяты из работы Роя и др. (1968) для Провинции Бассейнов и Хребтов (БХ, пунктирная линия), Восточной части США (ВСШ) и Сьерра-Невады. Три из светлых кружков на кривой для Восточной части США при значениях около  $1 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с}) = 42 \text{ мВт}/\text{м}^2$  соответствуют горам Клатат в северной Калифорнии.

интерпретируется в рамках трехкомпонентной модели. Первой компонентой является радиогенное тепло из зоны изотопного обогащения в верхней коре, которое дает около 40% теплового потока, наблюдавшегося в районах всех тектонических возрастов. Вторая компонента — остаточное тепло от переходного по характеру термического возмущения, связанное с постепенным охлаждением континентальной литосферы после самого последнего тектонического события. Вклад этой составляющей равен приблизительно 30% теплового потока, наблюдавшегося в областях третичной складчатости, и уменьшается практически до нуля в районах более древних докембрийских щитов. Третью компоненту составляет «фоновый» поток тепла более глубинного происхождения, равный примерно  $27 \text{ мВт}/\text{м}^2$ . Вероятно, он создается радиоактивными источниками тепла, расположенными ниже обогащенной ими верхней коры, и распространяется вверх из мантии, залегающей под континентальной

Таблица 9.3. Средний тепловой поток  $q$ , редуцированный тепловой поток  $q_0$  и характерная глубина  $b$  для нескольких геотермических провинций [43].

$N$  — число точек измерений, использованных при получении линейного соотношения между тепловым потоком и теплогенерацией

Континент и провинция	$N$	$q$ , мВт/м <sup>2</sup> ± ст. откл.	$q_0^1$ , мВт/м <sup>2</sup> ± погрешность	$b$ , км
<i>Северная Америка</i>				
Бассейнов и Хребтов	86	92 ± 33	69 ± 34	10,0
Сьерра-Невада	10	37 ± 13	18 ± 3	10,1
Восточная часть США	15	57 ± 17	33 ± 4	7,5
Сьюпириор, Канада	11	34 ± 8	21 ± 1	14,4
<i>Южная Америка</i>				
Бразильский прибрежный щит	4	56 ± 15	28 ± 7	13,1
<i>Европа</i>				
Украина	12	37 ± 8	25 ± 2	7,1
Англия и Уэльс	10	59 ± 23	23 ± 3	16,0
<i>Австралия</i>				
Западная	9	39 ± 8	26 ± 8	4,5
Центральная	10	83 ± 21	27 ± 6	11,1
<i>Индийский щит</i>				
Позднепротерозойская	4	71 ± 11	38 ± 2	14,8

<sup>1)</sup> Редуцированный тепловой поток  $q_0$  — это величина теплового потока при нулевой теплогенерации, как это объяснено в тексте (уравнение (9.3)).

литосферой. Следует подчеркнуть, что эта модель является весьма гипотетической.

**9.3.4. Области аномального теплового потока.** Во многих районах, где уже сделано достаточное количество измерений, наблюдаются значительные отклонения от среднего теплового потока. Как и можно было ожидать, многие области с высоким тепловым потоком располагаются вблизи главных океанических хребтов. В этих областях тепловой поток очень изменчив и наблюдались локальные значения, в несколько раз превышающие глобальное среднее. Возможно, эти области эквивалентны вулканическим или геотермальным зонам на суше и связаны с локализованными источниками тепла («горячие точки»), расположенными на малых глубинах — в пределах нескольких десятков километров от поверхности. Магма, создающая горячие точки, формируется на значительно большей глубине, вероятно в результате частичного плавления мантийного материала в восходящем конвективном потоке.

На континентах многие области аномального теплового потока располагаются в стороне от вулканических зон и систем рифтовых долин. Наиболее активным в тектоническом отноше-

нии областям соответствуют его самые высокие значения, а наиболее стабильным (древние докембрийские щиты) — самые низкие. Молодые горные хребты, такие, как Альпы, а также некоторые тектонически неактивные области обладают тепловым потоком, который примерно на 50% выше среднего значения для континентов. Высокий тепловой поток в молодых орогенических областях может быть результатом главным образом увеличения толщины коры во время горообразования. В некоторых областях наблюдается высокий тепловой поток без признаков утолщения коры. Например, в юго-восточной части Австралии тепловой поток примерно на 50% превышает среднее континентальное значение [37]. Эта региональная аномалия могла бы вызываться необычно высокой концентрацией радиоактивных источников тепла в коре или верхней мантии. Еще одним примером является Венгерский бассейн в Европе. Здесь мощная толща третичных отложений окружена Карпатами и Динарскими Альпами. Большие значения наблюдаемого потока приписываются вулкано-тектоническому происхождению этого бассейна. Горячая вода, получаемая в этом бассейне с глубин 1000—2000 м, является в Венгрии важным источником тепловой энергии.

В США Провинция Бассейнов и Хребтов характеризуется аномально высоким тепловым потоком с большим разбросом результатов наблюдений (рис. 9.4). Здесь вариации теплового потока приписывают главным образом более глубоким источникам (например, гидротермальной конвекции и конвекции магмы), вклад которых в тепловой поток больше, чем приповерхностного радиоактивного слоя.

#### 9.4. Теплогенерация и теплоперенос в Земле

Предполагается, что главными источниками тепла земных недр являются радиоактивность и превращение гравитационной энергии в тепловую. Практически все радиоактивное тепло создается изотопами урана, тория и калия. Их относительные содержания в главных типах пород, слагающих земную кору и мантию, иллюстрирует табл. 9.4, где также приводятся оценки современной теплогенерации на килограмм материала породы. В эту же таблицу включены оценки по некоторым материалам, имеющим отношение к изучению термической истории Земли.

До конца 1960-х годов континентальный тепловой поток приписывался главным образом мощному (30—35 км) «кремнеземистому» слою коры с большим выделением радиогенного тепла. Поскольку тепловыделение в океанической коре (предположительно 5-км слой базальта) могло бы объяснить только

Таблица 9.4. Оценки теплогенерации в материалах, встречающихся на Земле

Материал	Состав, млн <sup>-1</sup> <sup>1)</sup>			Современная теплогенерация <sup>2)</sup> , 10 <sup>-12</sup> Вт/кг
	U	Th	K	
Гранит	5	18	38 000	940
Базальт	0,6	3	8 000	170
Верхняя континентальная кора	1,6	6	19 000	390
Перидотит <sup>3)</sup>	0,015	0,06	100	2,7
Хондрит	0,012	0,043	850	5,2
Земля в среднем	0,018	0,065	170	4,2 <sup>4)</sup>

<sup>1)</sup> Взято из табл. 8.2 с дополнительными данными из [1, 41].

<sup>2)</sup> Рассчитано по скоростям генерации тепла радиоактивными изотопами U, Th и K (см. табл. 8.3).

<sup>3)</sup> Эквивалент мантийного материала.

<sup>4)</sup> Это тепловыделение сравнимо со средней потерей тепла на килограмм массы Земли ( $7,1 \cdot 10^{-12}$  Вт/кг), что получено умножением наблюдавшегося теплового потока на поверхности ( $0,081$  Вт/м<sup>2</sup>) на множитель  $S/M$ , где  $S$  — площадь поверхности Земли, а  $M$  — ее масса. Интересно отметить, что современные потери тепла Земли превышают ее теплогенерацию.

3% наблюдавшегося теплового потока в океанах, делался вывод, что океаническая мантия, возможно, до глубины 500 км имеет более высокую концентрацию радиоактивных элементов, чем континентальная мантия [26]. В настоящее время эти идеи модифицируются. Как уже упоминалось (разд. 9.3.3), в среднем около 60% континентального теплового потока поступает из глубоких внутренних областей, а примерно 40% вносится радиоактивностью коры. Поэтому маловероятно, что тонкий базальтовый слой океанической коры вносит в тепловой поток в океане вклад, превышающий несколько процентов, так что более 95% наблюдаемого океанического теплового потока должно поступать из областей, расположенных глубже коры. В обоих случаях требуется направленный вверх поток тепла из мантии. Таким образом, для согласования с тепловым потоком, наблюдаемым у поверхности, в генерации тепла должна участвовать мантия.

Имеются два достаточно больших потенциальных источника, которые могли бы обеспечить выделение значительного количества тепла в мантии. Первый — тепло из земного ядра, высвобождающееся в подошве мантии. Это следует из того, что для приведения в действие геомагнитного динамо во внешнем ядре требуется источник энергии. Он может быть обусловлен либо радиоактивным распадом <sup>40</sup>K, либо ростом внутреннего ядра. Оценки остаются неопределенными, но попадают в интервал 10—30% от общих потерь тепла из Земли [10]. Вторым источником является радиогенное тепло в мантии. Поскольку основ-

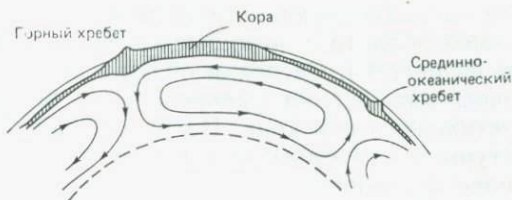
ные изотопы U, Th и K являются сильно литофильными, они должны концентрироваться в верхней части земной коры. В результате мантия должна быть сильно обеднена радиоактивными элементами (табл. 9.4) по сравнению с континентальной корой. Однако вследствие большого объема мантии общее тепловыделение в ней может быть достаточным, чтобы создать значительный вклад в наблюдаемый полный тепловой поток. Поэтому считается, что тепловой поток на поверхности создается главным образом радиоактивным тепловыделением в континентальной коре и мантии при некотором вкладе со стороны ядра.

Тепло, проходящее через литосферу, переносится главным образом путем теплопроводности. Температура слишком низка для того, чтобы важным агентом теплопереноса было излучение. А литосфера слишком жесткая, чтобы могла развиваться конвекция помимо гидротермальной циркуляции в районе океанических хребтов.

Проблема теплопереноса в мантии под литосферой сложнее. Маловероятно, что эффективным механизмом переноса тепла из глубоких областей Земли служит теплопроводность, поскольку этот процесс характеризуется большой постоянной времени. Если вещество мантии обладает теми же тепловыми свойствами, что и породы земной коры, то теплоперенос посредством теплопроводности через верхние 100 км Земли потребовал бы около 5 млрд. лет, т. е. больше, чем время существования Земли. Поэтому нужно отыскать какой-то другой механизм теплопереноса в мантии. При таких высоких температурах, какие преобладают в мантии, теплоперенос посредством излучения может преобладать над теплопроводностью. Однако минералы, входящие в состав мантии, являются относительно непрозрачными, и увеличение непрозрачности с глубиной будет еще больше снижать эффективность переноса тепла излучением. Поэтому маловероятно, что излучение может быть важным агентом теплопереноса внутри Земли.

Это приводит нас к конвекции, которая, как известно, является эффективным механизмом переноса тепла в жидкостях и газах. Данные сейсмологии свидетельствуют о том, что мантия сложена по существу кристаллическим веществом. Но при некоторых условиях материалы могут вести себя как твердые среды на коротких интервалах времени и как вязкие жидкости на больших интервалах времени. При сохраняющихся длительное время условиях высоких напряжений и температур мантия может испытывать «ползучесть» и вести себя как чрезвычайно вязкое вещество, так что конвекция является действительно возможной. Эта привлекательная идея привела Булларда и др. [5] к предположению о том, что большая часть океанического теплового потока переносится через верхнюю мантию конвекцией.

Рис. 9.5. Модель тепловой конвекции в верхней мантии. Конвективные потоки поднимаются вблизи океанических хребтов и отдают тепло, растекаясь в направлении континентов.



Однако возможность развития конвекции в верхней мантии зависит больше всего от ее вязкости  $\eta$ . Некоторые исследования послеледникового поднятия суши (см. разд. 3.4.5) привели к оценкам  $\eta$  в интервале  $10^{19}$ — $10^{20}$  Па·с, что удовлетворяет критерию числа Рэлея (см. приложение D), при котором в верхней мантии может происходить конвекция. Вязкость нижней мантии, вероятно, не является значительно большей, чем вязкость верхней мантии. Это позволяет предполагать, что мантийная конвекция, если она существует, происходит, очевидно, во всей мантии.

Детали системы конвекции, охватывает ли она всю мантию или ограничивается только верхними несколькими сотнями километров (рис. 9.5), будут зависеть от характеристик мантии, к которым относятся: существование фазовых переходов, соотношение вязкость — глубина и распределение и размеры источников тепла. Эти переменные пока еще плохо известны, но большинство геофизиков в настоящее время согласны с тем, что в той или иной форме мантийная конвекция возможна и, видимо, является эффективным механизмом переноса тепла из мантии под океанами.

## 9.5. Температуры внутри Земли

Самый эффективный путь исследования температуры Земли состоит в том, чтобы пробурить скважину и воспользоваться чувствительным термометром или термисторным зондом. Бурение не всегда необходимо, поскольку для этой цели можно использовать уже существующие шахты, туннели и нефтяные скважины. Измерения, выполненные таким образом, показывают, что температура Земли в любом районе увеличивается с глубиной, причем средняя скорость ее увеличения (так называемый *геотермический градиент*) в невулканических областях примерно равна  $3^\circ\text{C}$  на 100 м глубины.

Буровая скважина имеет глубину в большинстве случаев несколько километров. Как же оценить температуру Земли ниже этой глубины? Ключ дает измеренный на поверхности тепловой поток  $q$ ; его можно разделить соответственно вкла-

дам от радиоактивности приповерхностных пород и от нижележащей области с помощью графиков типа тех, которые показаны на рис. 9.4. Сведения об этих двух источниках тепла достаточны для оценки распределения температуры по глубине в континентальной коре. На рис. 9.6 представлены оценки температуры до глубины 40 км в двух различных районах США. Более высокий тепловой поток в тектонически активной Провинции Бассейнов и Хребтов проявляется в более быстром росте температуры с глубиной. В геологически более древней и более стабильной Восточной части США средний градиент температуры значительно меньше, чем в Провинции Бассейнов и Хребтов.

Океаническая кора имеет толщину всего 6 км, и выделение в ней радиогенного тепла слишком мало, чтобы оказывать заметное влияние на градиент температуры. Температуры под дном океана определяются в основном теплом, поступающим к подошве литосферы из нижележащей мантии. Хорошей гипотетической оценкой температуры в подошве литосферного слоя, где он контактирует с частично расплавленной астеносферой, является значение около  $1200^{\circ}\text{C}$ . Такова приближенная оценка температуры на глубинах 70—100 км под нормальными океанами (вдали от океанических хребтов).

Чтобы оценить температуры в мантии и ядре, мы вынуждены обращаться к косвенным методам. Выводы, которые мы делаем о распределении температуры на больших глубинах, основываются на наблюдаемых значениях скоростей сейсмических волн и вариациях удельной электрической проводимости, но эти параметры зависят от допущений о физических свойствах постулированного мантийного материала (перидотит?) при более высоких давлениях и температурах.

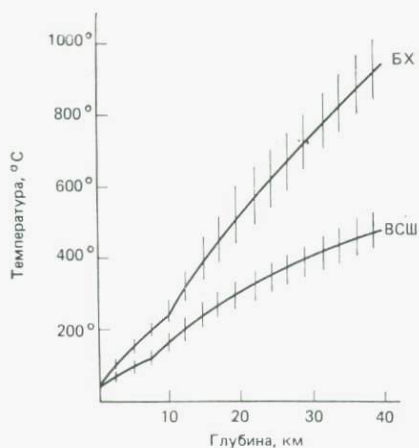


Рис. 9.6. Оценки температур до глубины 40 км в Провинции Бассейнов и Хребтов (БХ) и Восточной части США (ВСШ). Оценки основаны на сведениях о тепловом потоке и теплогенерации в этих двух провинциях. Вертикальные отрезки показывают разброс значений (данные из [3, 21].)

Важную информацию дают два скачка скоростей сейсмических волн на глубинах около 400 и 700 км. Предполагается, что они вызываются фазовыми переходами, которые происходят, когда достигаются критические давления и температуры. Фазовый переход на глубине 400 км подтвержден лабораторными экспериментами на оливине при воздействии на него возрастающих давлений и температур. Таким образом, можно предполагать, что на глубине 400 км температура близка к 1500 °С. Температура, необходимая для фазового перехода на глубине 700 км, была оценена теоретически на основе сейсмических данных и методов физики твердого тела и оказалась примерно равной 1900 °С. При дальнейшем увеличении глубины обычно предполагается, что температура повышается в большей степени, чем в условиях адиабатического градиента (т. е. градиента температуры, обусловленного адиабатическим сжатием материала Земли).

Сейсмологические данные свидетельствуют также о том, что мантия является твердой, а внешнее ядро — жидким. Поэтому температуры в мантии лежат ниже температуры плавления для материала мантии. Температура на границе ядро — мантия должна превышать точку плавления железа, чтобы могло существовать жидкое ядро, и оставаться ниже температуры плавления мантии, чтобы последняя оставалась твердой. Согласно пересмотренным оценкам, указанная температура, вероятно, находится в интервале 3000—3800 °С.

Другим ключом к оценке температуры служит граница между внешним и внутренним ядром, на твердое состояние которого также указывают данные сейсмологии. Приняв, что эта граница соответствует солидусу смеси Fe—FeS, Стейси [39] оценил, что температура здесь примерно равна 4000 °С. Если рассматривать это значение как одну из фиксированных температурных точек и предположить, что распределение температуры по глубине во внешнем ядре согласуется с адиабатическим градиентом, то получится, что температура на границе ядро — мантия имеет порядок 3000 °С.

Подытоживая сказанное выше, можно считать, что распределение температуры внутри Земли приближенно характеризуется пунктирная кривая на рис. 9.7.

## 9.6. Методы терморазведки

В этом разделе мы рассмотрим использование геотермических измерений для исследования близповерхностных и более глубоких источников тепла. Локальные вариации температуры ниже земной поверхности могут вызываться несколькими причинами: 1) воздействием просачивающихся подземных вод,

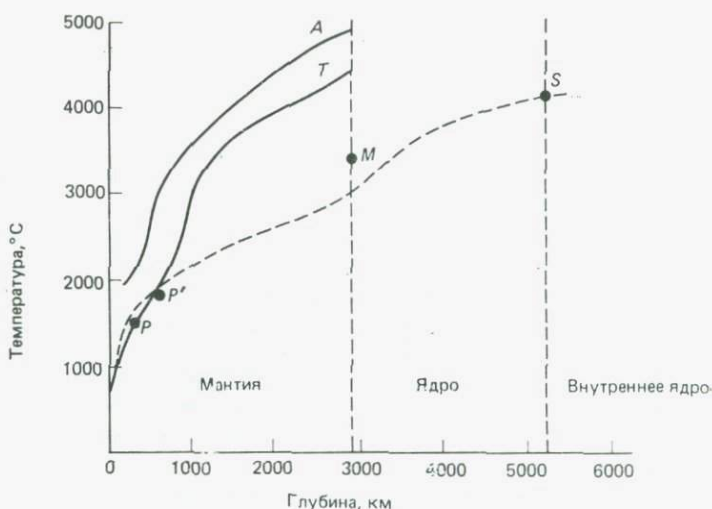


Рис. 9.7. Предполагаемое распределение температуры в Земле. Оценки температуры в точках  $P$  и  $P'$  основаны на постулированных фазовых переходах на глубинах порядка 400 и 700 км;  $A$  — кривая температуры плавления для мантии по Аффену [42];  $T$  — температурная кривая, найденная по данным об удельной проводимости Тозером [40];  $M$  — температура на границе ядро — мантия согласно модификации Мак-Кензи [28] кривой Тозера;  $S$  — температура на границе внутреннее ядро — внешнее ядро, характеризующейся солидусом  $\text{Fe—FeS}$  [39].

2) химическими воздействиями, создающими экзотермические реакции, 3) присутствием локальных радиоактивных источников тепла, 4) различиями в удельной теплопроводности горных пород и 5) присутствием вулканических и гидротермальных источников.

Обычный метод исследования источников тепла на большой глубине состоит в измерениях теплового потока на изучаемой площади. Но при поисках неглубоких источников тепла в большинстве случаев достаточно измерять температуры на глубине около 2 м. Эта методика относительно проста, в результате измерений требуется вводить лишь небольшие поправки, и интерпретация аномалий температуры относительно несложна. Эти особенности делают метод привлекательным для получения информации о разрезе, а получаемые при этом данные с успехом применяются как дополнение к сейсмической информации и данным метода сопротивлений.

В последнее время термические методы все шире используются при разведке подземных вод, ледниковых и аллювиальных водоносных горизонтов, коллекторов термальных вод, неглубоких соляных куполов, разломов, трещин и т. п. Общее описание методов термической разведки дается в книге [15].

**9.6.1. Методика измерений.** Для полевых работ сконструировано несколько прецизионных термисторных блоков. Одна из конструкций [20] дает возможность проводить измерения при температурах от 0 до 70 °С, причем относительная погрешность измерений значительно меньше 0,01 °С. Чувствительный элемент защищен небольшим корпусом и соединяется с металлическим стержнем длиной 2—5 м или с длинным кабелем, если измерения будут выполняться в глубоких скважинах.

Методы измерений и введения поправок должны учитывать некоторые искажающие эффекты, наиболее важный из которых связан с суточными вариациями температуры, вызванными вариациями солнечного излучения. Эти вариации могут наблюдаться в земле до глубины около 1,5 м. Чтобы исключить влияние суточных вариаций, измерения проводят в неглубоких скважинах, пробуренных легким буровым оборудованием или с помощью стального стержня и молотка. В зимний период удовлетворительные результаты получаются при измерениях под снежным покровом [19]. Для обеспечения хорошего контакта с грунтом зонд с датчиком вдавливается в забой скважины примерно на 5 см; установившаяся температура в большинстве случаев достигается не более чем через полчаса.

Поскольку исследование некоторой площади обычно занимает несколько недель, необходимо вводить поправки для учета небольшого регулярного смещения, связанного с годовым ходом температур. Для этой цели на размещенных подходящим образом опорных станциях устанавливаются неподвижные датчики и во время съемки с них каждый день снимают отсчеты.

Сравнительно недавно разработаны инфракрасные радиометры, позволяющие получать с самолета инфракрасные изображения больших геотермальных областей, таких, какие имеются в Исландии [29]. Для записи наблюдений инфракрасного излучения используются также метеорологические спутники, находящиеся на высоких орбитах и оснащенные инфракрасными радиометрами с высоким разрешением. Новый метод съемки с помощью искусственных спутников Земли приобретает все большее значение, так как термография на очень длинных базах позволяет обнаруживать аномалии, которые трудно выявить с близких расстояний [27].

**9.6.2. Примеры геотермических съемок.** *Залежи сульфидных руд в Словакии.* Этот пример взят из статьи [20]. В области Спис-Гемер в Словакии сидерит-сульфидные руды встречаются в кристаллических сланцах палеозойского возраста вместе с графитовыми слоями. Обычно эти руды не содержат магнитных минералов, а их удельная электрическая проводимость сходна с проводимостью графитов. По этой причине ни

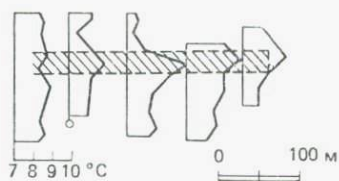


Рис. 9.8. Аномалии температуры над сульфидными залежами в Словакии [20]. Кругом указана буровая скважина. Заштрихованная область — дайка, выявленная в результате интерпретации.

магнитные, ни электрические съемки не дают удовлетворительных результатов. Однако экзотермические реакции, происходящие в зоне окисления сульфидных залежей, позволяют предполагать, что в этом случае могут быть эффективными геотермические исследования.

На рис. 9.8 показаны аномалии температуры, зарегистрированные над частью этой области. Неровный рельеф и меняющийся растительный покров создавали различия в уровне температуры, а потому нельзя было выделить локальные аномалии менее  $1^{\circ}\text{C}$ . Зона положительных аномалий была детально исследована и опробована бурением, во время которого была пересечена жила с сульфидной минерализацией.

*Геотермическое картирование больших и малых трещин.*  
В ряде случаев термические методы успешно применяются для

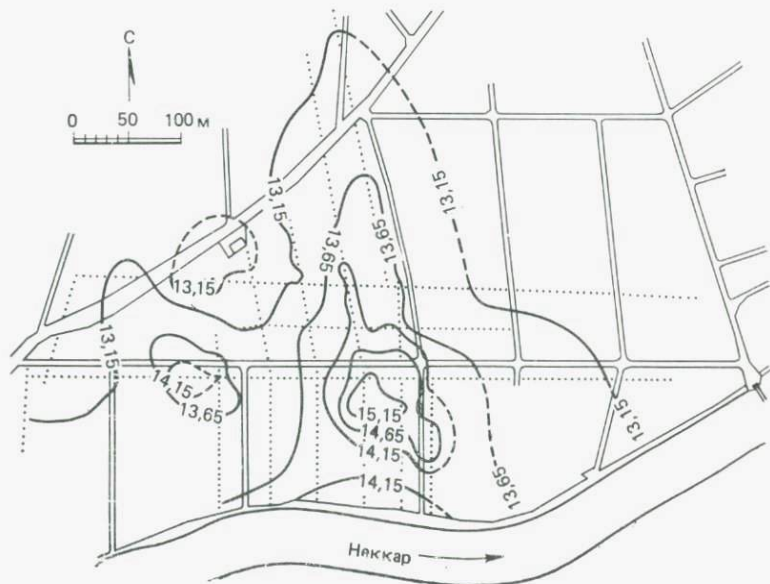


Рис. 9.9. Аномалия температуры на глубине 1,5 м в Кибингене, долина р. Неккар (юг ФРГ). Интервал изолиний  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Аномалия вызывается карстовыми водами, которые поднимаются с глубины нескольких сотен метров и соединяются с приповерхностными водами [15].

поисков больших и малых трещин, вдоль которых происходит конвективный перенос тепла водой или газом. Пример исследования скоплений термальных вод в полостях известняков приводится в работе [15]. На рис. 9.9 показана карта геоизотерм области Неккерталь (на юге ФРГ), где термальные воды с глубины 100—150 м просачиваются через большие и малые трещины и искажают локальное поле температур. Этот пример показывает, что измерения температуры на небольших глубинах позволяют определять положение глубинных трещин, через которые вода поднимается с большей глубины и поступает в водоносный горизонт около поверхности.

Когда тепло переносится в результате просачивания газа или пара, термические аномалии, отмечаемые на небольших глубинах, могут быть более заметными. На острове Искья в Италии над некоторыми зонами трещин зарегистрированы аномалии температуры величиной до 50 °С.

*Соляные и гранитные структуры.* Некоторые исследования показали, что соляная интрузия, обладающая высокой теплопроводностью, вызывает весьма заметно возмущение температуры перекрывающих отложений.

Пример геотермической съемки, проводившейся с целью оконтуривания соляных структур, приводится в работе [32]. На рис. 9.10 показан температурный профиль вдоль линии длиной около 10 км с максимальным расстоянием между соседними точками наблюдений 200 м. Здесь же приведены данные

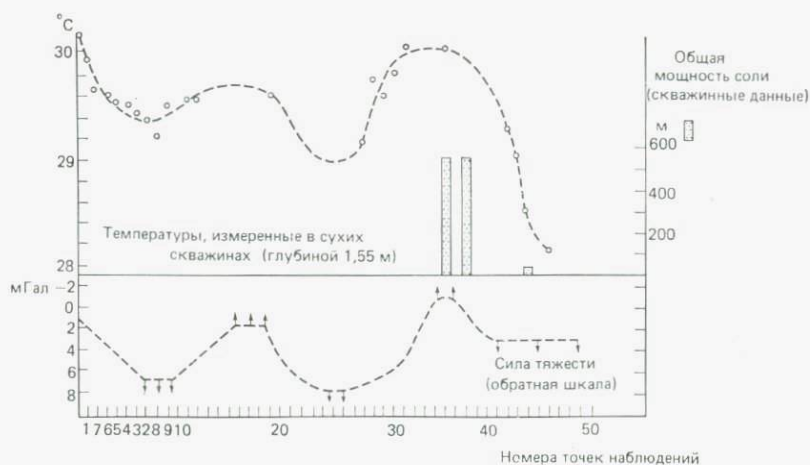


Рис. 9.10. Подобие гравиметрических данных (в мГал) и температурной кривой над неглубоко залегающими соляными структурами. Расстояние между точками наблюдений равно 200 м [32].

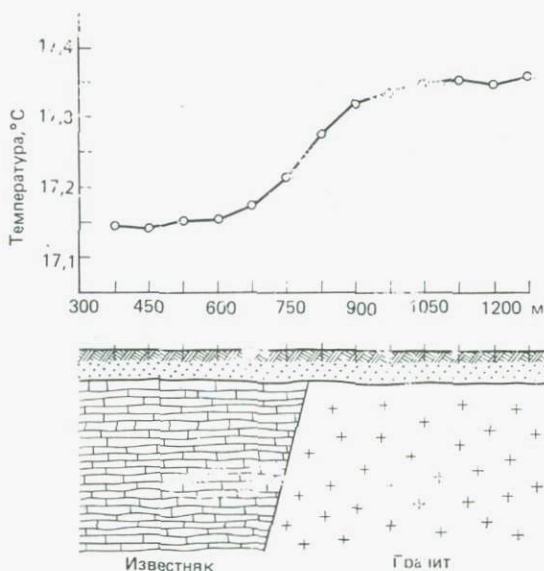


Рис. 9.11. Профиль температуры на небольшой глубине над гранитной интрузией, контактирующей с известняком [14].

о силе тяжести вдоль этого профиля, а также мощности соляного слоя, встреченного в буровых скважинах. Шкала значений силы тяжести перевернута, с тем чтобы яснее показать соответствие. Можно видеть, что между термическим максимумом (максимум соли) и минимумом силы тяжести существует корреляция 1 : 1. Распределение соли по скважинным данным подтверждает геотермические прогнозы.

Пример, приведенный на рис. 9.11, взят из работы [14]. Здесь на малых глубинах можно выявить аномалию температуры над гранитной интрузией в контакте с известняком. Кривая аномалии по форме напоминает кривую силы тяжести, которую можно ожидать над разломом. В данном примере аномалию температуры можно скорее приписать большому количеству радиоактивного тепла, выделяемого в граните, чем его теплопроводности.

В этой связи можно упомянуть о некоторых интересных наблюдениях градиента температуры, сделанных во время строительства большого Сен-Готардского туннеля в Швейцарии. Во время проходки туннеля при пересечении гнейсов и кристаллических сланцев градиент температуры в среднем составлял  $1^\circ/47$  м, в то время как при пересечении гранита на северном конце туннеля он становился равным  $1^\circ/21$  м. По результатам анализа образцов пород было обнаружено, что гранит содер-

жал необычайно большое количество радиоактивных веществ, которые могли бы частично объяснить более высокие зарегистрированные температуры. В частности, Рибак [35] подчеркнул, что теплогенерация в породах Швейцарских Альп определяется исключительно содержанием в них радиоактивных элементов и не зависит от вариаций удельной теплопроводности.

*Информация о литологии по термограммам.* Вертикальный градиент температуры в Земле изменяется в широких пределах (5—70 °С/км) в зависимости от термических свойств горных пород, и термограммы, полученные в глубоких буровых скважинах, можно использовать для корреляции стратиграфических горизонтов.

В качестве примера на рис. 9.12 показаны диаграмма температуры, градиент температуры и литология разреза буровой скважины в западном Техасе, США. Отчетливо видны значительные вариации градиента температуры при изменении литологии. Наибольший градиент температуры отмечается в глинистых сланцах, а наименьший — в пластах соли и ангидрита. Этого и следовало ожидать, поскольку соль и ангидрит обладают более высокой удельной теплопроводностью и потому имеют более низкие градиенты температуры.

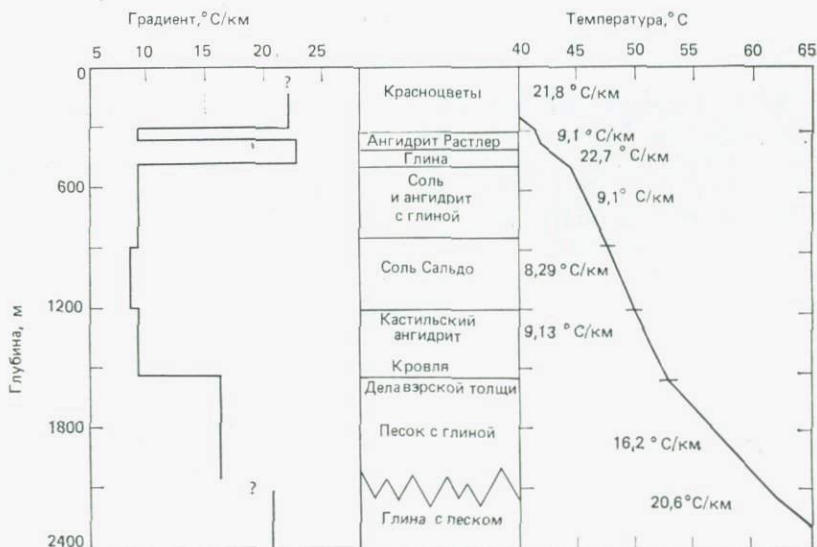


Рис. 9.12. Температура, геотермические градиенты и литология по скважине Нортруп, шт. Техас, США [12].

## 9.7. Разведка геотермальных ресурсов

Учитывая мировые потребности в энергии, которые растут по экспоненциальному закону, все яснее становится значение геотермальных ресурсов в качестве альтернативного источника энергии. Если рассмотреть одни только конференции и симпозиумы, организованные ООН и ЮНЕСКО за последнее десятилетие, то можно видеть, что число статей и сообщений по ним огромно. Общий отчет о геотермальных ресурсах и их использовании дан в работе [2]. Описание более поздних достижений в поисках и разведке геотермальных полей приведено в монографии [11]. Ряд конкретных случаев из практики рассмотрен в книге [36]. Здесь мы остановимся лишь на некоторых важных геофизических аспектах вопроса.

Геотермальное поле можно определить как систему коллекторов термальных вод, из которой экономически выгодно извлекать тепло и использовать его для хозяйственных или промышленных нужд. Главными методами, которые обычно применяются для выявления потенциальных геотермальных полей, являются следующие: 1) геологические и гидрогеологические методы, 2) геохимические методы и 3) геофизические методы. Наиболее важными из геофизических являются термические, электрические и электромагнитные методы. Использование сейсмических методов в геотермальной разведке в настоящее время весьма ограничено; читателю можно рекомендовать обзор [13]. Подробное рассмотрение разведки геотермальных ресурсов можно найти в работах [17, 24].

**9.7.1. Термические методы.** Термические методы, такие, как термокаротаж буровых скважин и картирование теплового потока на поверхности (разд. 9.3.1), имеют первостепенное значение, так как «базовая» температура геотермальной залежи является ее наиболее важной физической характеристикой. Измерение температур в глубоких скважинах — единственный надежный метод получения информации о «базовой» температуре потенциального геотермального коллектора. Данные о геохимии, гидрологии и проницаемости пластов также получают из разведочных скважин. Картирование поверхностного теплового потока помогает обнаруживать зону интенсивного нагрева коллектора и оценивать эксплуатационные параметры.

Болдизар [4] привел пример того, как по измерениям теплового потока была околонушена центральная продуктивная зона поля естественного пара в Лардерелло, Италия. На рис. 9.13 показаны результаты измерений температурного градиента и теплового потока, а также геологический разрез указанной зоны. Интересно отметить, что тепловой поток между точками А и 8 устойчиво повышается, а затем постепенно сни-

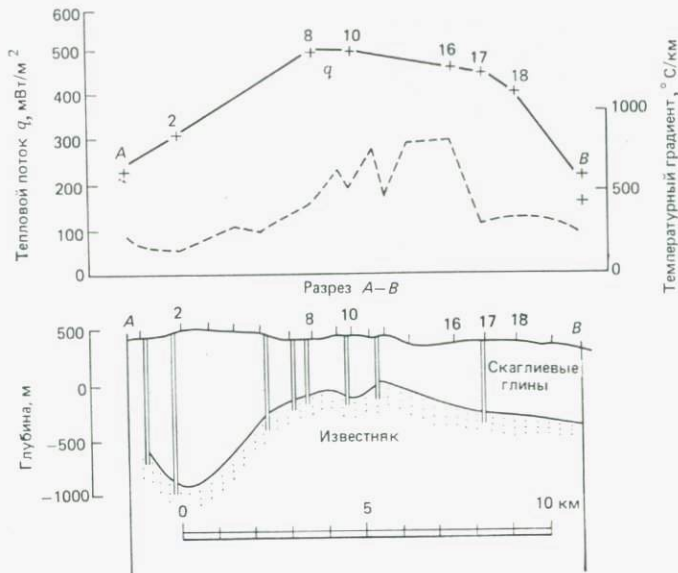


Рис. 9.13. Тепловой поток, температурный градиент и геологический разрез через продуктивное поле пара в Лардерелло, Италия [4].

жается до точки В. Кривая градиента температуры нерегулярна и имеет максимум у точки 16, где удельная теплопроводность (определенная по лабораторным измерениям) является наименьшей. Максимальное значение теплового потока равно  $580 \text{ мВт/м}^2$ , что примерно в 10 раз больше, чем средний континентальный тепловой поток. Породы вблизи поверхности представлены непроницаемыми глинистыми сланцами (скаглиевыми глинами) с низкой теплопроводностью. Большой тепловой поток и низкая теплопроводность объясняют, почему градиент температуры столь велик — между  $300$  и  $800 \text{ }^\circ\text{С/км}$ . Под непроницаемым глинистым сланцем находится коренной известняк, который является трещиноватым и поэтому переносит тепло, поступающее снизу. Обнаружено, что зона интенсивной генерации пара находится в той части разреза, где наблюдаются наибольшие значения теплового потока, а не максимальные градиенты температуры.

**9.7.2. Электрические и электромагнитные методы.** Применение электрических и электромагнитных методов в разведке на геотермальные ресурсы основывается на том факте, что удельная электрическая проводимость горных пород очень быстро увеличивается с повышением температуры. В общем случае области с горячей водой будут проявляться как зоны

высокой проводимости (низкого сопротивления) — главным образом из-за растворенных солей, а области с паром — чаще всего как зоны низкой проводимости (высокого сопротивления). Однако эти общие тенденции могут маскироваться многими посторонними факторами. Например, присутствие глинистых пластов может создавать низкое сопротивление и потому приводить к ошибкам при интерпретации результатов. Холодный рассол или морская вода имеют удельное сопротивление менее 1 Ом·м. Поэтому многие бассейны, где скапливается рассол, обладают низким сопротивлением без какой-либо связи с температурами в толще пород.

Геофизические съемки геотермальных областей, в частности электрическими методами, выполнены в различных частях земного шара. Область грязевых вулканов в Йеллоустонском национальном парке (США) служит примером измерений удельного сопротивления, вызванной поляризации и естественного поля с целью оценки геоэлектрических свойств известного геотермального поля с преобладанием пара. Геоэлектрические данные, полученные Зоди и др. [44], и геологический разрез этого геотермального поля приведены на рис. 9.14. Кажущееся сопротивление  $\rho_k$  и вызванная поляризация (ВП) измерялись при двух разносах электродов (180 и 300 м), а естественное поле (ЕП) — при разносе 120 м.

Самые низкие значения  $\rho_k$  по данным горизонтального профилирования наблюдались над центром этого геотермального поля, где наибольшую мощность имеет слой с удельным сопротивлением 2—6,5 Ом·м. Увеличение  $\rho_k$  при больших разносах электродов объясняется присутствием на глубине слоя с высоким сопротивлением (слой с преобладанием пара), залегающего под менее глубоким слоем с низким сопротивлением. Измерения ЕП выявили широкую положительную аномалию над термальной зоной, которую можно объяснить конвективным подъемом термальных вод, вызванным глубинным термическим источником.

Измерения ВП выполнялись в частотной области на частотах 0,1 и 1,0 Гц, и процентный частотный эффект PFE (см. разд. 6.8.2) нанесен на график в логарифмическом масштабе. Относительное увеличение эффекта ВП в окрестности северо-западной границы термальной зоны, вероятно, вызвано увеличением количества вкрапленного пирита, отложенного циркулирующими термальными водами. Это подтверждается минералогическими данными по скважине Y-11, которые показывают, что пирит присутствует начиная с глубины около 15 м и до забоя скважины на глубине 106 м. Тот факт, что больший разнос электродов ( $AO=300$  м) дает большую аномалию ВП, позволяет предполагать, что на границе термальной зоны содержание пирита увеличивается с глубиной.

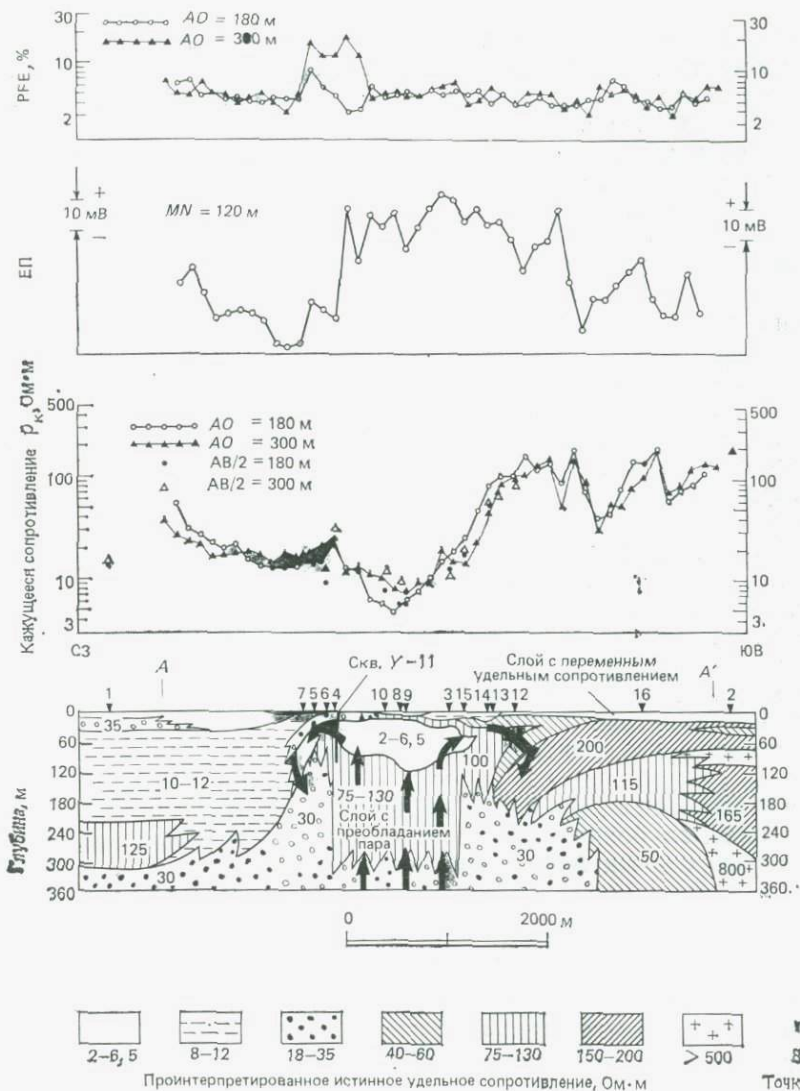


Рис. 9.14. Данные горизонтального профилирования методами сопротивлений, естественного поля и вызванной поляризации [44]. Стрелки указывают движение пара и воды.  $AO$  — расстояние между токовыми электродами  $A$  и центром потенциальных электродов  $O$ ;  $MN$  — разное потенциальных электродов;  $AB/2$  — полуразнос электродов установки Шлюмберге для кривых вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Вертикальный масштаб в 5 раз крупнее горизонтального.

По многим геотермальным площадям имеются сообщения об аномалиях потенциалов ЕП с амплитудой от 50 мВ до 2 В, наблюдаемых на расстояниях от 100 м до нескольких километров. В гл. 6 был рассмотрен пример аномалии ЕП, связанной с геотермальной деятельностью в районе горячих источников Рузвельт, шт. Юта, США (рис. 6.22). Корвин и Хувер [8] дали обзор и оценку применимости метода естественного поля в разведке геотермальных ресурсов. По их мнению, наиболее многообещающей стороной исследований методом ЕП в геотермальных областях может быть использование их для обнаружения и прослеживания разломов, которые контролируют течение термальных флюидов. Самые резкие градиенты аномалий ЕП часто связаны с зонами разломов, содержащими термальные флюиды, в то время как широкие, относительно гладкие аномалии ЕП приблизительно коррелируют с областями высокого теплового потока.

Эффективность использования электромагнитных методов для разведки геотермальных ресурсов продемонстрирована на ряде областей. Их можно с успехом применять в ситуациях, где методы сопротивлений оказываются неэффективными, например в областях с очень высокоомными приповерхностными породами. Другое их достоинство, которым не обладают методы постоянного тока, состоит в том, что глубину проникновения можно изменять путем изменения частоты сигнала без изменения геометрии полевых наблюдений. Обзор применения электрических и электромагнитных методов в разведке геотермальных ресурсов дан в работах [16, 18]. О роли магнитотеллурических зондирований в изучении вариаций проводимости, вызванных глубокими источниками тепла в Исландии и в районе горячих точек Афар, говорилось в гл. 7 (рис. 7.16 и 7.17).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Anders E.* Chemical composition of the Moon, Earth and Eucrite parent body. *Phil. Trans. R. Soc.*, **285A**, 23—40, 1977.
2. *Armstead H. C. H.* Geothermal Energy. E.R.F.N. Spon Ltd., London, 357 pp., 1978.
3. *Blackwell D. D.* The thermal structure of the continental crust. *Am. Geophys. Union Monograph*, **14**, pp. 169—191, 1971.
4. *Boldizsar T.* Terrestrial heat flow in the natural steam field at Lar derello. *Geofis. Pura. Appl.*, **56**, 115—122, 1963.
5. *Bullard E. C., Maxwell A. E. and Revelle R.* Heat flow through the deep sea floor. *Adv. Geophys.*, **3**, 151—181, 1956.
6. *Chapman D. S. and Pollack H. N.* Global heatflow: a new look. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 28, pp. 23—32, 1975.
7. *Clark S. P., Jr.* (Editor). Handbook of Physical Constants. Revised Ed. *Memo. Geol. Soc. Am.*, **97**, 587 pp., 1966.
8. *Corwin R. F. and Hoover D. B.* The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, **44**, 226—245, 1979.

9. *Davies G. F.* Review of oceanic and global heat flow estimates. *Rev. Geophys. Space phys.*, Vol. 18, pp. 718—722, 1980.
10. *Elsasser W. M., Olson P. and March B. D.* The depth of mantle convection. *J. Geophys. Res.*, **84**, 147—155, 1979.
11. *Gupta H. K.* Geothermal resources: An energy alternative. Elsevier, Amsterdam, 217 pp., 1980.
12. *Herrin E. and Clark S. P., Jr.* Heat flow in west Texas and Eastern New Mexico. *Geophysics*, **21**, 1087—1089, 1956.
13. *Iyer H. M.* Status of seismic methods in geothermal exploration. In *Memoirs from an APSMAGS Workshop*. F. T. Burgwin Research Center. Taos, N. Mexico, pp. 11—26, 1978.
14. *Jakosky J. J.* Exploration Geophysics. Trija Publishing Co., Los Angeles, 1015 pp., 1950.
15. *Kappelmeyer O. and Haenel R.* Geothermics with special reference to application. *Geoexpl. Monograph*, Ser. 1, No. 4. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 238 pp., 1974.
16. Induction methods in prospecting for hot water. *Geothermics*, Spec. Issue, **2**, 318—332, 1971.
17. *Keller G. V.* Exploration for geothermal energy. In A. A. Fitch (Editor), *Developments in Geophysical Exploration Methods*, 2. Applied Science Publishers, London, pp. 107—150, 1981.
18. *Keller G. V. and Rapolla A.* Electrical prospecting methods in volcanic and geothermal environments. In L. Civetta et al. (Editors), *Physical Volcanology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 133—166, 1974.
19. *Krčkmář B.* Anwendung der Geothermik bei der geologischer Prospektion. *Freiberger Forschungshefte*, **C238**, 45—53, 1968.
20. *Krčkmář B. and Mäsin J.* Prospecting by the geothermic method. *Geophys. Prospect.*, **18**, 255—260, 1970.
21. *Lachenbruch A. H. and Sass J. H.* Heat flow in the United States and thermal regime of the crust. In J. G. Peacock (Editor), *The Earth's Crust* (Geophysical Monograph 20). American Geophysics Union, Washington D.C., pp. 626—675, 1977.
22. *Lee W. H. K.* On the global variations of heat flow. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **2**, 332—341, 1970.
23. *Lubimova E. A.* Thermal history of the earth with consideration of the variable thermal conductivity of the mantle. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **1**, 115—134, 1958.
24. *Lumb J. T.* Prospecting for geothermal resources. In L. Rybach and L. J. P. Muffler (Editors), *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*. John Wiley, New York, pp. 77—103, 1981.
25. *MacDonald G. J. F.* Calculations on the thermal history of the earth. *J. Geophys. Res.*, **64**, 1967—2000, 1959.
26. *MacDonald G. J. F.* Geophysical deductions from observations of heat flow. In *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, No. 8, Washington D.C., pp. 191—210, 1965.
27. *Marsh S. E., Lyon R. J. P. and Honey F.* Evaluation of NOAA satellite data for geothermal reconnaissance studies. In *Proc. 2nd UN Symp. Develop. Use Geothermal Resources*. UNESCO, Paris, **22**, 1135—1141, 1976.
28. *McKenzie D. P.* The viscosity of the mantle. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **14**, 297, 1967.
29. *Pálmason G., Friedman J. D., Williams R. S., Johnson J. and Saemjndsson K.* Aerial infrared surveys of Reykjanes and Torfajökull thermal areas, Iceland, with a section on cost of surveys. In *Proc. UN Symp. Develop. Utilization of Geothermal Resources*. *Geothermics*, Special Issue, **2**(1), 399—412, 1970.
30. *Parasnis D. S.* Physical property guide for rocks and minerals. ABEM Geophysical Memorandum, No. 4/71, Stockholm, 1971.
31. *Parsons B. and Sclater J. D.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, **82**, 803—827, 1977.

32. *Poley J. H. and Van Steveninck J.* Geothermal prospecting. *Geophys. Prospect.*, **18**, 666—700, 1970.
33. *Press F. and Siever R.* *Earth*. W. H. Freeman, San Francisco, 649 pp., 1978.
34. *Rayleigh J. W. S.* On convection currents in a horizontal layer of fluid when the higher temperature is on the under side. *Phil. Mag.*, Ser. 6, **32**, 529—546, 1916.
35. *Rybach L.* Wärme Produktions bestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alps. *Inst. für Geophysik ETH, Zürich*, 43 pp., 1973.
36. *Rybach L. and Muffler L. J. P.* *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*. John Wiley, New York. 359 pp., 1981.
37. *Sass J. H.* Heat flow values from eastern Australia. *J. Geophys. Res.*, **69**, 3889—3993, 1964.
38. *Sclater J. G., Jaupart C. and Galson D.* The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 269—311, 1980.
39. *Stacey F. D.* A thermal model of the Earth. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **15**, 341—348, 1977.
40. *Tozer D. C.* The electrical properties of the earth's interior. *In* L. H. Ahrens, F. Press, K. Rankama and S. K. Runcorn (Editors), *Physics and Chemistry of the Earth*, **3**, Pergamon Press, London, p. 414, 1959.
41. *Turekian K. K.* *Chemistry of the Earth*. Holt Reinhart & Winston, New York, 1972.
42. *Uffen P. J.* A method of estimating the melt point gradient in the earth's mantle. *Trans Am. Geophys. Union*, **33**, 893, 1952.
43. *Vitarello I. and Pollack H. N.* On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *J. Geophys. Res.*, **85**, 983—995, 1980.
44. *Zohdy A. A., Anderson L. A. and Muffler L. J. P.* Resistivity, self potential and induced polarization surveys over a vapor-dominated geothermal system. *Geophysics*, **38**, 1130—1144, 1973.

# 10. Геофизика в применении к тектонике плит

## 10.1. Введение

За последние три десятилетия наши представления о физических свойствах Земли, в частности о строении и эволюции земной коры, неизмеримо расширились главным образом в результате важных открытий, сделанных по данным батиметрических, сейсмических и магнитных наблюдений, а также исследований силы тяжести и теплового потока. Эти открытия привели к тому, что стала общепринятой теория дрейфа континентов, и проложили путь для более утонченной и революционной концепции спрединга морского дна (см. гл. 5).

Целью настоящей главы является краткое описание той роли, которую сыграли сделанные недавно геофизические открытия в преобразовании более старых концепций глобальной тектоники в единую теорию «тектоники плит», позволившую прийти к ценным выводам о механизмах эволюции и циклическом развитии земной коры.

Подробный анализ предмета дан в книгах [2, 6, 18]. Ниже будут рассмотрены лишь некоторые важные геофизические аспекты этого вопроса.

## 10.2. Основные элементы теории тектоники плит

Концепция тектоники плит развилась из гипотезы спрединга морского дна (рассмотренной в разд. 5.5) в сочетании с идеей о новом типе разлома («трансформном разломе»), впервые выдвинутой Дж. Т. Уилсоном [28].

**10.2.1. Трансформные разломы.** Поразительной особенностью океанических хребтов и желобов является их кажущееся смещение в ряде мест, по-видимому, по зонам поперечных разломов. Напомним, что магнитными съемками в восточной части Тихого океана были обнаружены большие поперечные смещения магнитных аномалий, которые можно видеть, например, на рис. 4.18. Вдоль зоны разломов Мендосино смещение очень большое и превышает 1000 км. Особенно озадачивает то, что

эти смещения, связанные с крупномасштабными сдвиговыми движениями, по-видимому, резко заканчиваются вдоль их длины.

Простое, но обоснованное объяснение того, каким образом могут заканчиваться эти большие разломы со смещением по простиранию, предложил Уилсон [28] в рамках гипотезы спрединга морского дна. Он постулировал, что разломы, которые смещают океанические хребты и связывают цепочки островных дуг, являются не простыми поперечными сдвигами, а разломами иного характера (*трансформными разломами*). На рис. 10.1 иллюстрируется различие между этими двумя типами разломов. В случае сдвига блоки по обе стороны разлома движутся в направлениях, указанных стрелками. Поэтому с продолжением разломообразования и сдвигового поперечного движения смещение увеличивается. В случае трансформного разлома типа хребет — хребет смещение наблюдается только на участке, расположенном между хребтами. Здесь величина смещения остается постоянной, а направления движения противоположны тому, что предсказывается при поперечном сдвиге. Трансформные разломы типа хребет — хребет наиболее распространены, но могут существовать также трансформные разломы между хребтом и желобом или между двумя желобами.

Гипотеза трансформных разломов подтверждается сейсмологическими данными двух видов. Во-первых, эпицентры землетрясений, связанных с системой срединно-океанических хребтов, выстраиваются на гребнях хребтов и в тех частях зон разломов, которые соответствуют сегменту *BC*, но отсутствуют за

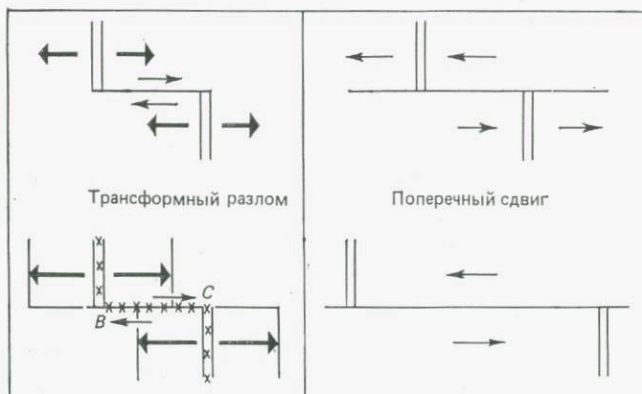


Рис. 10.1. Различие между трансформным разломом типа хребет — хребет и поперечным сдвигом. При поперечном сдвиге величина горизонтального смещения увеличивается, тогда как при движении по трансформному разлому она остается постоянной. Параллельными столбиками изображен гребень хребта. Крестиками изображены эпицентры землетрясений.

пределами *BC* (рис. 10.1). Во-вторых, исследованиями первых смещений в волнах от землетрясений, происшедших в этих зонах разломов (см. разд. 2.5.4), обнаружено, что направление первого движения является именно таким, какого можно ожидать при развитии трансформных разломов. На рис. 10.2 на примере части Срединно-Атлантического хребта показаны положения эпицентров и направления смещения в очаге по результатам анализа первых движений для землетрясений, происшедших на поперечных участках зон разломов. Все землетрясения в системах хребет — разлом являются мелкофокусными, как это и предсказывается процессами спрединга морского дна.

**10.2.2. Концепция плит и относительного движения.** Теоретическая формулировка и развитие концепции тектоники плит явились результатом работ четырех ученых — Мак-Кензи и Паркера [19], Моргана [20] и Ле Пишона [17].

Основная идея состоит в том, что жесткий поверхностный слой Земли (литосфера) испытывает сильные деформации только вдоль относительно узких линейных подвижных поясов. Эти подвижные пояса, состоящие из хребтов, желобов и связывающих их трансформных разломов, делят литосферу на ряд жестких асейсмичных блоков (*плит*), которые не испытывают значительных внутренних деформаций. Особое значение имеет относительное движение плит; это движение является фундаментальной причиной тектонической активности Земли. Выделены три типа границ плит:

1. Конструктивные, или дивергентные, сочленения, где по мере раздвигания плит формируется новая кора (гребни срединно-океанических хребтов).

2. Деструктивные, или конвергентные, сочленения, где кора сокращается за счет сжатия (молодые складчатые горные пояса) при сближении плит или поглощается, когда одна плита пододвигается под другую (глубоководные желоба).

3. Консервативные, или сдвиговые, соединения (трансформные разломы), где плиты смещаются относительно друг друга в горизонтальном направлении, а структура коры не изменяется.

Геометрия движения плит на земном шаре рассматривается следующим образом. Если два блока движутся друг от друга, то их относительное движение можно описывать как поворот одного блока относительно другого или поворот двух блоков в противоположных направлениях. Полюс спрединга, или вращения (не путать с полюсом вращения Земли в целом), соответствующий движению, которое раскрывает океанический хребет, можно определить двумя путями.

1. Поскольку по трансформным разломам, которые пересе-

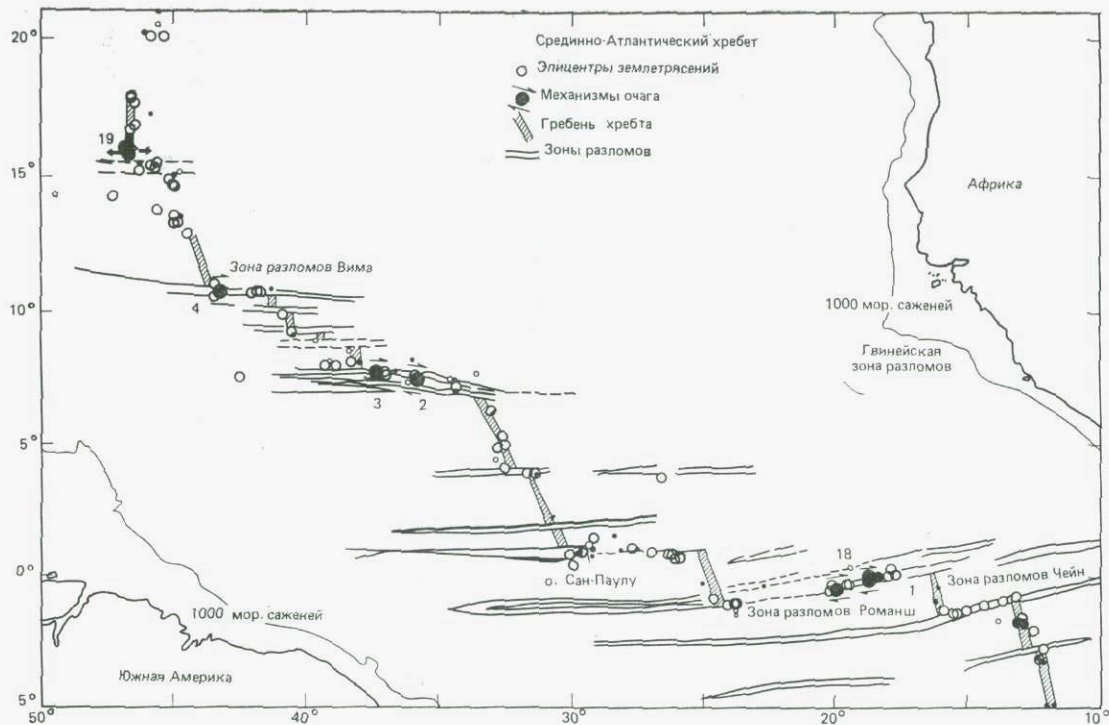


Рис. 10.2. Расположение эпицентров (светлые кружки) вдоль экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. Показаны механизмы очага для шести землетрясений (жирные точки с номерами 1, 2, 3, 4, 18, 19) на широтно ориентированных зонах разломов. Направление подвижки и простираание найденной плоскости разрыва в каждом из этих случаев указаны стрелками. (По Сайску [26], рис. 10.) 1 мор. сажень = 1,82 м.

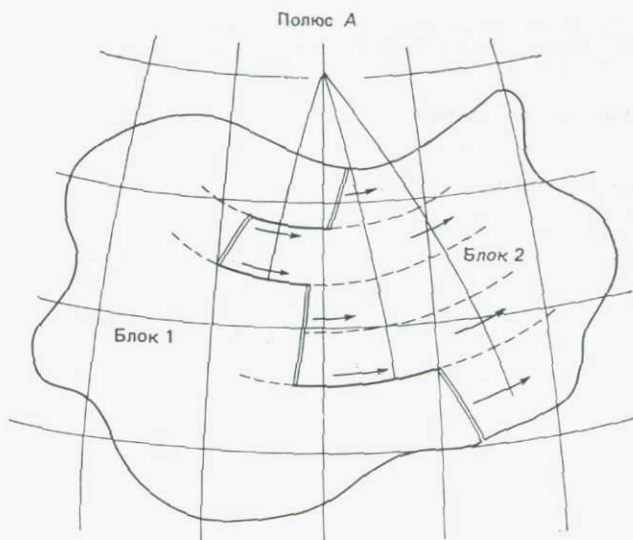


Рис. 10.3. Геометрические соотношения, иллюстрирующие вращение жестких плит вокруг полюса спрединга (по Моргану [20]).

кают хребет, происходит раздвигание в стороны от оси хребта, все такие разломы должны лежать на малоширотных кругах с центрами в полюсе спрединга  $A$  (рис. 10.3). Другими словами, большие круги, перпендикулярные трансформным разломам, должны пересекаться в полюсе спрединга.

2. Скорость спрединга (скорость относительного движения) у хребта должна закономерно изменяться с широтой  $\lambda$  как косинус угла  $\lambda$ : она равна нулю в полюсе спрединга  $A$  (где  $\lambda = 90^\circ$ ) и максимальна на участке хребта, где хребет пересекается экваториальным широтным кругом, проведенным из полюса  $A$ .

В тех случаях, когда скорости спрединга, определенные по хронологии инверсий геомагнитного поля, известны достаточно хорошо, центры вращения, определенные этими двумя методами, также согласуются достаточно хорошо (табл. 10.1). Угловые скорости вращения блоков, определенные таким образом, имеют порядок не более  $1^\circ$  за миллион лет.

### 10.3. Главные плиты, выделяемые на поверхности Земли

Чтобы объяснить глобальную тектоническую активность вдоль системы протягивающихся по всей Земле сейсмически активных поясов, Ле Пишон [17] разделил земную поверхность на шесть главных плит, между которыми происходят

Таблица 10.1. Мгновенные полюса и скорости вращения различных пар соседних плит, определенные Ле Пишоном [17] для модели из шести плит<sup>1)</sup>

Пара плит и использованные параметры	Широта	Долгота	Скорость вращения, $10^{-7}$ град/год
Южная Атлантика ( <i>Американская — Африканская</i> ) Простираие 18 зон разломов 9 скоростей спрединга	58° с. ш. 69° с. ш.	37° з. д. 32° з. д.	3,7
Северная часть Тихого океана ( <i>Американская — Тихоокеанская</i> ) Простираие 32 зон разломов	53° с. ш.	47° з. д.	6,0
Индийский океан ( <i>Африканская — Индийская</i> ) Простираие 5 зон разломов	26° с. ш.	21° в. д.	4,0
Северный Ледовитый океан ( <i>Американская — Евразийская</i> ) Простираие 4 зон разломов	78° с. ш.	102° в. д.	2,8
Южная часть Тихого океана ( <i>Антарктическая — Тихоокеанская</i> ) Простираие 6 зон разломов 11 скоростей спрединга	70° ю. ш. 68° ю. ш.	118° в. д. 123° в. д.	10,8

<sup>1)</sup> Пересмотренные значения для полюсов и скоростей вращения, основанные на модели из 12 плит, приводятся в работе [5].

взаимодействия, как это показано на рис. 10.4. В модель Моргана [21], состоящую из двенадцати плит, включены шесть дополнительных плит. Отметим близкое совпадение границ плит с расположением эпицентров землетрясений (см. рис. 2.20). На рис. 10.4 указаны направления относительных движений в некоторых точках. Скорости относительных движений оказываются в интервале от 1 до 10 см/год, что дает скорости спрединга 0,5—5 см/год по одну сторону хребта. Под скоростью спрединга мы понимаем половинную скорость разделения двух плит и предполагаем, что раздвигание происходит симметрично в двух поперечных направлениях, что устанавливается большинством зарегистрированных фактов спрединга морского дна.

#### 10.4. Сейсмические подтверждения модели литосферных плит

Убедительным подтверждением концепции спрединга морского дна и тектоники плит являются данные сейсмологии. Действительно, как видно из рис. 2.20 и 10.4, землетрясения проис-



ходят почти исключительно на предполагаемых границах плит, где происходят относительные движения. Айзекс и др. [13] определили направления векторов скольжения по анализу первых движений при мелкофокусных землетрясениях, происшедших вдоль сейсмически активных поясов. Эти направления исключительно хорошо согласуются с направлениями движений, выведенными Ле Пишоном и другими по ориентациям зон разломов и векторов дифференциальных движений (рис. 10.4).

По сейсмологическим данным получено самое лучшее доказательство изменения толщины этих плит. Скорость сейсмических волн зависит от плотности и упругих свойств пород, через которые они распространяются. Жесткий слой характеризуется высокой скоростью и хорошо пропускает сейсмические волны; в ослабленной зоне скорость поперечных волн принимает пониженные значения и сейсмические волны затухают сильнее. Напомним (см. рис. 2.15), что скорость поперечных волн начинает уменьшаться на глубине  $\sim 70$  км от поверхности под нормальными областями океанов и  $\sim 120$  км или более под континентами. Это позволяет считать, что плиты состоят из внешнего жесткого слоя толщиной 70—120 км (литосфера), залегающего на более слабом и более горячем слое (астеносфера).

Во всяком случае эти цифры показывают, что плиты являются тонкими по сравнению с их горизонтальными размерами, которые у больших плит имеют порядок нескольких тысяч километров. Чтобы иметь возможность двигаться без разрыва, такие плиты должны подстилаться исключительно мягким и пластичным слоем.

На рис. 10.5 представлена блок-диаграмма, в схематической форме иллюстрирующая основные особенности тектоники плит. Литосфера непрерывна всюду, за исключением границ движущихся плит. На диаграмме показаны плиты, движущиеся в направлении от срединно-океанических хребтов и погружающиеся в астеносферу в районе островных дуг. Подтверждением погружения литосферных плит являются глубоководные землетрясения, очаги которых располагаются вдоль наклонных зон Бенъоффа (см. рис. 2.21). Возвратное течение, компенсирующее нисходящее движение литосферы, показано стрелками в астеносфере с подъемом в центральной зоне у хребтов. Становится понятно, что термины «дрейф континентов» и «раздвигание морского дна» неполностью передают смысл процессов, поскольку отдельные плиты, как правило, включают в себя и континентальную, и океаническую кору, хотя некоторые состоят только из океанической.

Поскольку континентальная кора имеет толщину лишь около 35 км, в то время как толщина плит около 100 км или



Рис. 10.5. Блок-диаграмма, иллюстрирующая конфигурацию и роль литосферы (прочного слоя) в соответствии с гипотезой *новой глобальной тектоники* [13]. Стрелки над литосферой указывают относительные движения соседних блоков. Стрелками в астеносфере обозначено возможное компенсирующее течение, возникающее в ответ на погружение литосферных блоков.

более, то континенты путешествуют на этих плитах как пассажиры. Этот факт дает ответ на одно из традиционных возражений против дрейфа континентов, связанное с трудностью объяснить с точки зрения механики продвижение континента по прочному жесткому ложу океана. В соответствии с представлениями тектоники плит континенты и океаны движутся, являясь частями одних и тех же жестких плит. В то же время континенты в отличие от океанов имеют некоторые существенные ограничения на движение плит. Резко очерченные узкие желоба и наклонные сейсмофокальные зоны, погружающиеся в сторону от желобов, указывают на то, что океаническая кора легко поглощается в процессе субдукции, вероятно, потому, что является относительно тонкой и плотной. А во внутриконтинентальных сейсмичных зонах, связанных с горными хребтами, существуют обширные области деформации сжатия. Это позволяет предполагать, что континентальная кора погружается в мантию с трудом, поскольку она является относительно мощной и легкой.

## 10.5. Реконструкции палеоплит

Имея современные данные о скоростях и полюсах вращения, можно последовать назад в прошлое и определить относительные положения плит в геологическом прошлом. Эта экстраполяция назад проводится главным образом на основе скоростей (рис. 10.6) и направлений спрединга, вычисленных в результате анализа наблюдаемых в различных океанах систем магнитных аномалий все более древнего возраста.

Пример такой реконструкции приведен на рис. 10.7 для периода раскрытия Северной Атлантики. Стрелки указывают направления движения Африки и Европы по отношению к Се-

верной Америке. Из линий движения ясно, что пары Европа — Северная Америка и Африка — Северная Америка имеют различные полюса вращения. Отметим изменения направлений спрединга, которые, по-видимому, произошли около 60 и 80 млн. лет назад. Датированные линии движения указывают на два главных эпизода движений: 1) разделение Африки и Северной Америки происходило в основном между 180 и 80 млн. лет назад, а после этого скорость их разделения уменьшилась; 2) отделение Европы от Северной Америки происходило главным образом в последние 80 млн. лет и включало в себя двухэтапное движение Гренландии (двойные стрелки на рис. 10.7). В целом эта реконструкция хорошо согласуется с геометрическим совмещением границ континентов по обе стороны Атлантического океана (рис. 10.8).

Поскольку магнитные аномалии, зафиксировавшие раздвижение морского дна, прослеживаются только до юрского времени (~160 млн. лет назад), то соответствующие методы не позволяют восстановить более раннюю историю плит. Реконструкции для более древних периодов основываются главным образом на согласовании палеомагнитных полюсов и специфических ассоциаций горных пород (*петротектонические ассоциации*), которые характеризуют границы плит или некоторые

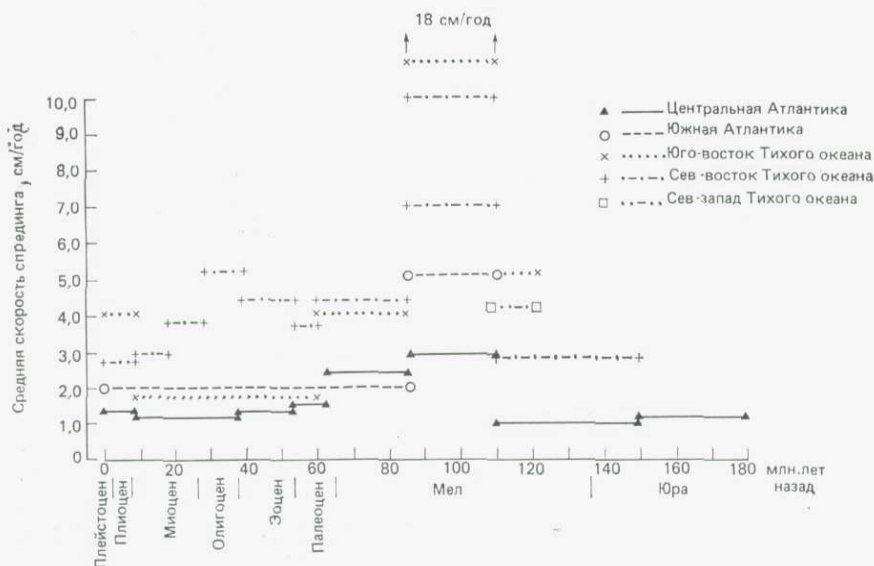


Рис. 10.6. Средние скорости спрединга в Атлантическом и Тихом океанах, полученные из анализа полосовых магнитных аномалий. Отметим существенное увеличение скоростей спрединга всех систем 85—110 млн. лет назад (по Ларсону и Питману [15]). После пересмотра временной шкалы Хейртцлера и др. [11] в последние годы пересмотрены и эти значения скорости.

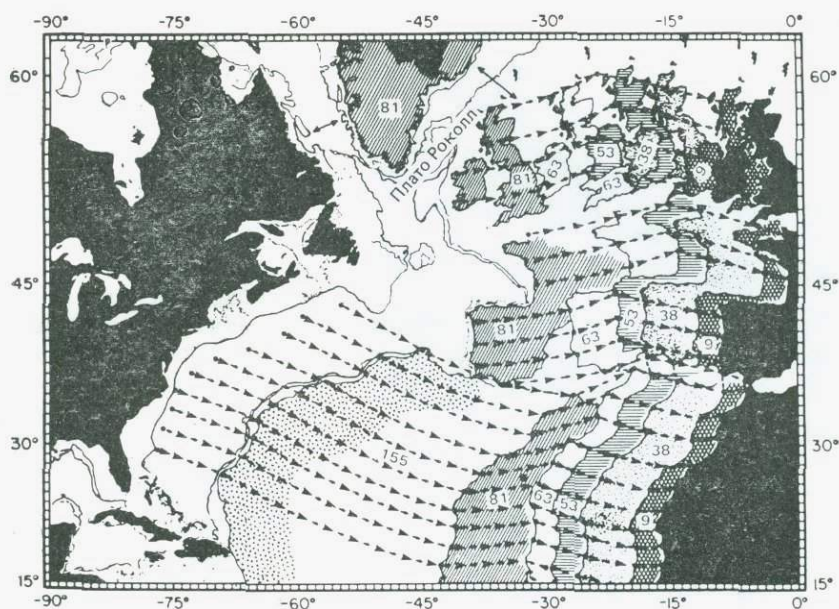


Рис. 10.7. Реконструкция раздвигания морского дна в северной части Атлантического океана [24, рис. 6]. Черным изображены современные континенты. Для более ранних положений указан возраст в миллионах лет. Двойные стрелки указывают двухэтапное движение Гренландии.

конкретные обстановки во внутренних областях плит. Анализ различных типов петротектонических ассоциаций не входит в задачи этой книги, но имеется одна важная ассоциация, которая широко исследована, и здесь уместно сделать о ней краткое упоминание. Некоторые горные пояса содержат зоны *офиолитовых комплексов*, которые интерпретируются как фрагменты древней океанической коры и верхней мантии, перемещенные в результате тектонических процессов. Если это так, то древние офиолитовые зоны, встречающиеся, например, в Альпийско-Гималайском поясе, отмечают участки исчезнувшего океанического дна. Поэтому предполагается, что Уральские горы сформированы позднепалеозойской линией смыкания Европы и Сибири, а Аппалачско-Каледонский складчатый пояс — закрытием древней Атлантики III (см. рис. 5.23).

### 10.6. Модели орогении с позиций тектоники плит

В последние десятилетия многие ученые пытаются с помощью тектоники плит объяснить орогенические циклы, которые вели к формированию различных горных поясов. Дьюн и Бирд

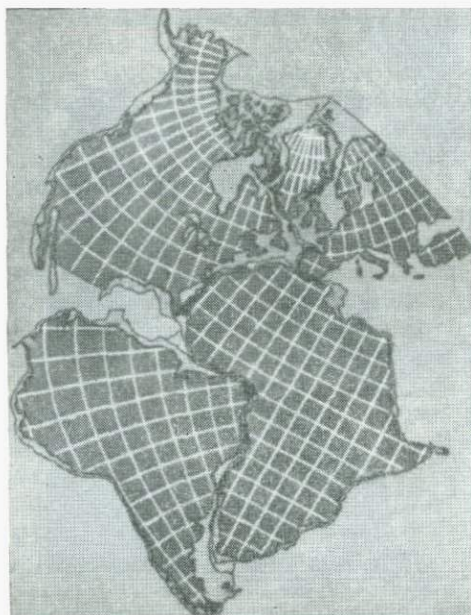


Рис. 10.8. Схема совмещения границ континентов, окружающих Атлантический океан по изобате 500 морских саженей (1 мор. сажень = 1,82 м), выполненная с применением метода наименьших квадратов. Темными показаны области границ, оказавшиеся перекрытыми [3].

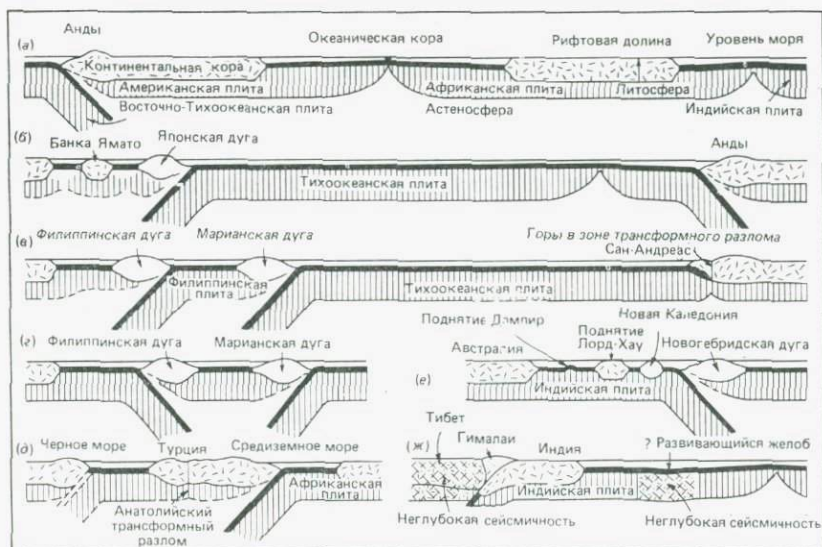


Рис. 10.9. Схематические разрезы, иллюстрирующие некоторые предполагаемые соотношения между океанами, островными дугами и континентами через зоны субдукции [8].

[8] предположили, что возможны четыре типа «взаимодействия» между континентальными и океаническими окраинами. На рис. 10.9 приводятся современные примеры каждого из этих случаев.

1. Столкновение дно океана — континент. Формирование горного пояса типа Кордильер (Анды) вызвано пододвижением Восточно-Тихоокеанской плиты (Наска) под Южно-Американскую плиту (*a, б*). Двойная система субдукции в западной части Тихого океана (*в, г*) иллюстрирует поглощение Филиппинской плиты под Евразийской окраиной.

2. Столкновение дно океана — островная дуга. На своей западной окраине Тихоокеанская плита испытывает субдукцию и пододвигается под Японскую дугу (*б*).

3. Столкновение континент — островная дуга. Австралийский континент (часть Индийской плиты) приближается к Новогвинеидской зоне субдукции (*е*).

4. Столкновение континент — континент. Африканская плита подошнулась под Турцию, Анатолию (*д*), а Индия столкнулась с Евразией, образовав Гималайские горы и плато Тибет (*ж*).

Хотя еще нужно проработать многие детали, но схематические разрезы, показанные на рис. 10.9, дают общее представление о процессах орогенеза, которые могут происходить на границах плит. Подробное рассмотрение различных сторон горообразования можно найти в Трудах симпозиума [12].

## 10.7. Орогенез за счет аккреции микроплит

Геологи уже в течение ряда лет знали, что в Альпийско-Гималайском горном поясе присутствуют многие экзотические тела в форме аккреционных блоков. А позднее большое число аллохтонных тел было идентифицировано и в горном поясе, окружающем Тихий океан. Когда встречаются сообщества окаменелостей или ассоциации горных пород, существенно отличные от тех, которые присутствуют в соседних областях, нередко тотчас же возникают подозрения, что здесь существуют именно такие тела (обычно называемые массивами).

Западную часть Северной Америки многие рассматривают как огромный аккреционный пояс таких массивов [7, 14]. Многие из них мигрировали на огромные расстояния, прежде чем достигли своего современного положения. Оценки их широтных движений и поворотов во время столкновения и после него были сделаны по результатам палеомагнитных измерений (см. разд. 5.6.4). Особенно поразительным примером является массив Врангелия. Породы этого массива на острове Ванкувер в пров. Британская Колумбия (Канада) и в горах Врангелия

в шт. Аляска (США), т. е. в двух местах, разделенных теперь расстоянием более 2000 км, сформировались вблизи экватора в триасовое время. Основываясь на новых палеомагнитных и полевых геологических данных, подтверждающих присутствие экзотических массивов в западной части канадских Кордильер, Чемберлен и Ламберт [4] предположили существование микроконтинента (названного ими Кордильерия), который столкнулся с Северо-Американским кратоном около 100 млн. лет назад, в результате чего сформировались сначала горы Маккензи, а затем Скалистые горы.

Многие исследователи полагают, что в отличие от западной части Северной Америки большое число аккреционных массивов в Альпийско-Гималайской цепи — это фрагменты, отделившиеся от суперконтинента Гондвана [10, 16]. Многие из них отделились от Гондваны и столкнулись с Евразийскими массивами задолго до раскалывания этого континента, которое привело к возникновению Индии, Австралии, Африки и Южной Америки. По всей Альпийско-Гималайской цепи встречаются многочисленные континентальные массивы с размерами от субконтинентов (такие, как Индия) до малых фрагментов — таких, как в Турции, на Балканах (Апулия, Мёзия) и в Италии (Андрия, Корсика, Сицилия).

В предыдущем разделе мы упоминали два разных орогенетических процесса, ведущих к горообразованию, — столкновение континентов гималайского типа и океаническая субдукция андийского типа. Бен-Аврахам и др. [1] недавно предложили альтернативную модель горообразования, в которой массивы играют главнейшую роль. Согласно этой модели, большие океанические плато, подводные горы и вулканические хребты, многие из которых по своей мощности и плавучести сравнимы с континентами, могут играть такую же роль, как субконтинент Индия в образовании Гималайских гор. По мнению этих авторов, даже воздымание Анд могло быть следствием аккреции океанических плато (быть может, пока еще не идентифицированных экзотических массивов) вдоль континентальной окраины Южной Америки.

Краткий обзор проблем, имеющих отношение к происхождению аккреционных массивов и тектонике микроплит, дан в статье Нура [23].

## 10.8. Горячие точки и абсолютные движения плит

Теория тектоники плит объяснила местоположение областей сейсмичности, вулканизма и активного горообразования и породившую их причину. Все они связываются с окраинами

плит. Однако имеются некоторые поразительные исключения, где подобная же тектоническая активность проявляется вдали от окраин плит. Ярким примером может служить цепь Гавайских островов, где благодаря активной вулканической деятельности возник горный хребет около центра одной из самых больших плит. Такие внутриплитовые явления могут происходить и в пределах континентальных регионов, о чем свидетельствуют континентальные грабены и сейсмически активные зоны. Например, в США город Нью-Мадрид является центром зоны с высокой сейсмичностью. Эти и другие явления могут объяснить относительно малую часть тектонической активности Земли, но они ни в коем случае не являются несущественными и едва ли их можно считать сугубо локальными.

Уилсон [27] приписывал вулканизм Гавайских островов поднятию магм из почти стационарной *горячей точки* верхней мантии. Движение на запад Тихоокеанской плиты над источником этих магм привело к формированию цепи островов, возраст которой увеличивается с востока на запад (рис. 10.10).

Если источник магмы действительно является неподвижным (относительно жесткой глубокой мантии), то при длине цепи островов и их возрасту можно установить абсолютное движение плиты. Когда такая горячая точка оказывается на хребте, испытывающем активный спрединг (как Исландия), то цепочки вулканических островов или подводных гор формируются по обе стороны хребта вследствие движения плит вбок друг от друга. Уилсон идентифицировал еще несколько примеров таких источников и связанных с ними цепочек потухших вулканов.

Позже Морган [22] разработал концепцию использования этих точек в качестве глобальной системы отсчета и продемонстрировал определение скоростей «абсолютных» движений плит в течение кайнозоя (рис. 10.11). Эти абсолютные движения согласуются с относительными движениями основных плит и с хорошей точностью удовлетворяют условию, по которому пред-

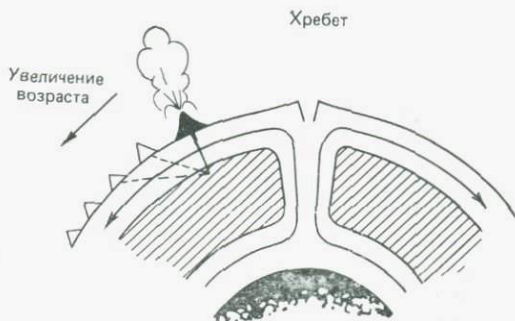


Рис. 10.10. Схема формирования цепочки Гавайских островов за счет движения плиты над неподвижной горячей точкой (по Уилсону [27] с изменениями).

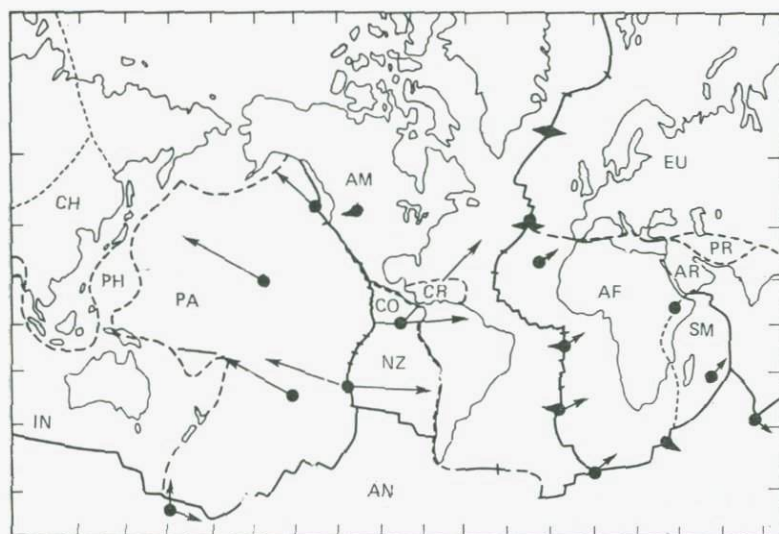


Рис. 10.11. Современные движения основных плит над системой неподвижных горячих точек (черные кружки). Длины стрелок пропорциональны скоростям плит по Моргану [22]. Названия плит объяснены на рис. 10.4.

полагаемые горячие точки должны быть неподвижны относительно друг друга и относительно мантии. В работе Уилсона [29] показано, что очень многие горячие точки отмечаются вулканизмом, большим тепловым потоком и поднятием поверхности и являются поверхностными выражениями глубинных струй («плюмов»), поднимающихся в мантии. Морган, продвинувшись еще на один шаг, сделал вывод, что горячие точки поддерживаются достаточно локализованными восходящими потоками мантийного материала в плюмах и конвективные плюмы могут создавать движущую силу для перемещений плит.

### 10.9. Механизмы движения плит

Несмотря на огромные успехи в развитии теории тектоники плит, причина, вызывающая движения плит, продолжает оставаться объектом предположений. Как это обычно бывает, когда при поисках теории имеется обилие данных, выдвинуто несколько гипотез. В общем предложены два типа сил: 1) краевые силы, действующие на границах плит, и 2) глубинные силы, действующие в основании всей плиты. Первый тип включает в себя силу отталкивания от хребта, действующую в зонах спрединга, где плиты отталкиваются друг от друга при инъек-

ции нового материала, и силу волочения плиты в зонах субдукции, где относительно плотный погружающийся вниз блок увлекает за собой находящуюся позади плиту (рис. 10.12). Ко второму типу относится сила, создаваемая конвективными течениями под литосферой.

Многие данные гравиметрии и сейсмологии свидетельствуют в пользу приведения в движение за счет отталкивания от хребта на срединно-океанических хребтах и волочения плит в районе глубоководных желобов, но сравнительно мало известно о глубинных силах, связанных с конвекцией в верхней мантии. Если испытывающее конвекцию вещество мантии движется быстрее, чем вышележащая плита, то вязкое волочение, создаваемое быстро движущейся мантией, будет возбуждать движение плиты. В противоположность этому если плита движется быстрее, чем мантия, то вязкое волочение, создаваемое дифференциальным движением, будет тормозить движение плиты. По-видимому, нет недостатка в возможных движущих силах, но вопрос состоит в том, какая из упомянутых сил является доминирующей.

Простую модель тепловой конвекции в мантии (см. рис. 9.5), в которой миграция континентов или океанического дна непосредственно связана с верхними границами нижележащих конвективных ячеек, трудно совместить с наблюдаемым распределением современных движений плит. Например, трудно представить себе, каким образом и восходящие, и нисходящие части конвективных ячеек могут резко смещаться трансформными разломами. Геометрии трансформных разломов типа хребет — хребет в экваториальной Атлантике тогда должны соответствовать конвективные ячейки, неправдоподобно узкие по сравнению с их длиной и вертикальной протяженностью.

Кроме того, трудно понять, как простая ячейковая модель может объяснить поведение Африканской плиты (см. рис. 10.4), которая на значительном протяжении ограничивается Срединно-Атлантическим хребтом и хребтом в Индийском океане. Эта плита растет по обе стороны, а поскольку промежуточный желоб отсутствует, то эти хребты должны отодвигаться друг от друга. Трудно вообразить, чтобы существовала строгая согласованность между восходящими потоками конвективных ячеек и движением хребтов. Поэтому конвекция в мантии, видимо, не является серьезным кандидатом в движущие силы.

Пока еще предложено мало критериев для оценки относительной величины возможных движущих сил. Одним из способов является оценивание «абсолютных» скоростей плит путем изучения движений плит относительно фиксированных «горячих точек» (см. рис. 10.11). Форсит и Уеда [9] проанализировали соотношение между абсолютной скоростью, площадью нижней поверхности и протяженностью погружающегося края.

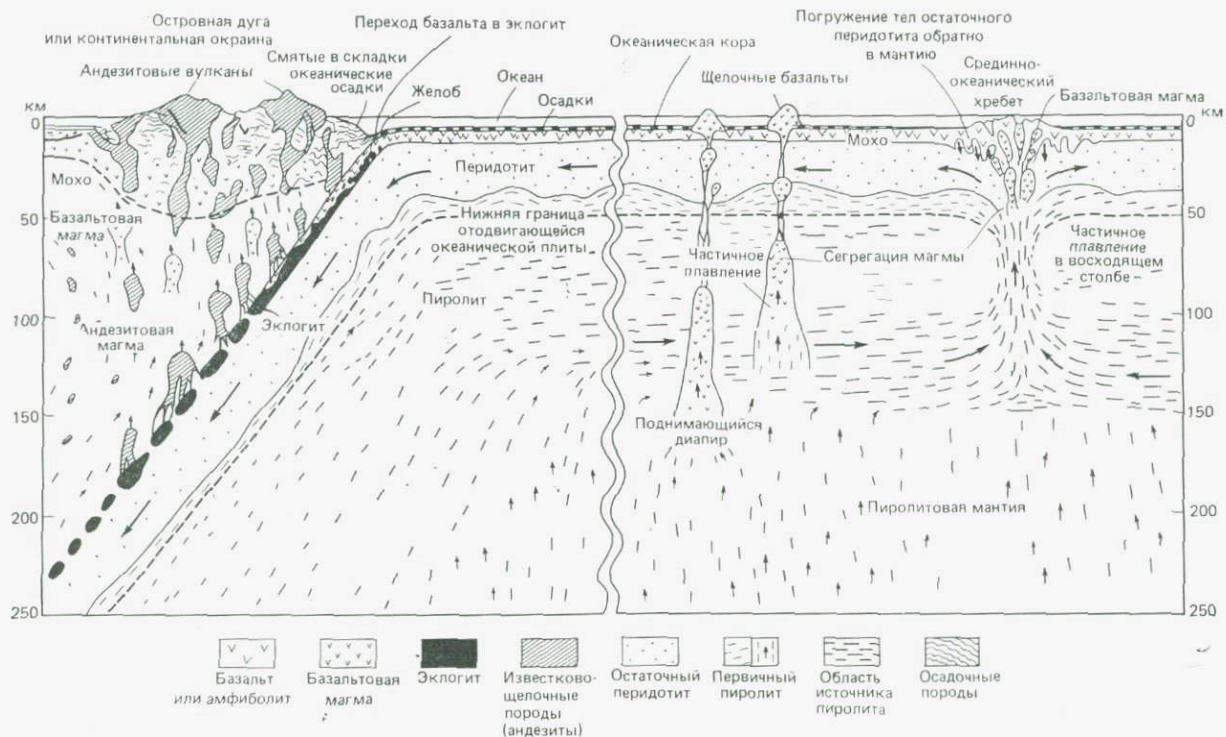


Рис. 10.12. Петрологическая модель спрединга морского дна и гипотезы субдукции. Глубина возвратного течения, показанного стрелками в середине рисунка, неизвестна [25]

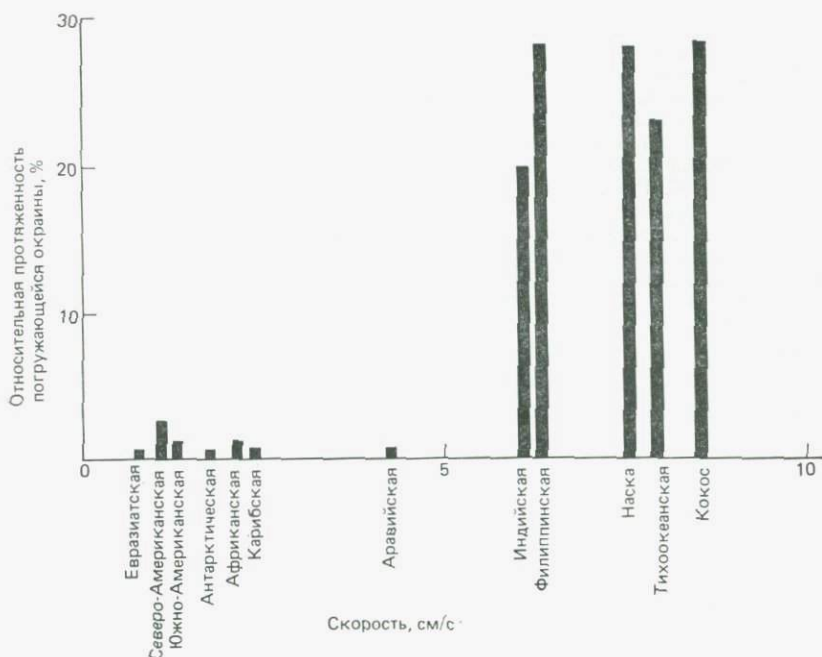


Рис. 10.13. Зависимость средней абсолютной скорости плит от относительной протяженности (в %) погружающейся (субдуцирующей) окрайны плиты [9].

Они обнаружили сильную корреляцию между абсолютной скоростью плиты и длиной ее края, который испытывает субдукцию (рис. 10.13). Эта корреляция позволяет предполагать, что главной движущей силой является волочение плиты; отталкивание от хребтов и волочение мантией имеют относительно меньшее значение. Но нельзя говорить, что другие силы пренебрежимо малы, поскольку некоторые плиты (например, Африканская или Антарктическая) проявляют относительное движение, хотя практически не испытывают субдукции. Упомянутые авторы признают, что конвекцию в астеносфере нельзя исключить как контролирующий фактор, но трудно оценить ее относительную значимость по сравнению с силой отталкивания от хребтов. Тем не менее вопрос об относительной значимости сил, движущих плиты, все еще остается открытым.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D. and Cox A. Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes. *Science*, 213, 47—54, 1981.
2. Bird J. M. (Editor). *Plate tectonics*, 2nd Ed., Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 992 p., 1980.

3. Bullard E. C., Everett J. E. and Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic. In P. M. S. Blackett, E. Bullard and S. K. Runcorn (Editors), Symp. Continental Drift — Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A258, 41—51, 1965.
4. Chamberlain V. E. and Lambert R. S. J. Cordillera, a newly defined Canadian microcontinent. *Nature*, **314**, 707—713, 1985.
5. Chase C. G. Plate kinematics: the Americas, East Africa and the rest of the world. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **37**, 355—368, 1978.
6. Condie K. C. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Pergamon Press, New York, 310 pp., 1982.
7. Coney P. J., Jones D. L. and Monger J. W. H. Cordilleran suspect terranes. *Nature* **288**, 329—333, 1980.
8. Dewey J. F. and Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **75**, 2625—2647, 1970.
9. Forsyth D. and Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **43**, 163—200, 1975.
10. Gealy W. K. Ophiolite obduction and geological evolution of the Oman mountains and adjacent areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1183—1191, 1977.
11. Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman III W. G. and Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.*, **72**, 2119—2136, 1968.
12. Hsu K. J. (Editor). *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, 274 pp., 1983.
13. Isacks B., Oliver J. and Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **73**, 5855—5899, 1968.
14. Jones D. L., Cox A., Coney P. J. and Beck M. The growth of western North America. *Sci. Am.*, **247**, 50—64, 1982.
15. Larson R. L. and Pitman III W. C. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **83**, 3645—3662, 1972.
16. Leith W. Rock assemblages in central Asia and the evolution of the southern Asian margin. *Tectonics*, **1**, 303—318, 1982.
17. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, **73**, 3661—3697, 1968.
18. Le Pichon X., Francheteau J. and Bonnin J. *Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, 300 pp., 1973. [Русский перевод: Ле Пичон К., Франшо Ж., Боннин Ж. *Тектоника плит*. — М.: Мир, 1977.]
19. McKenzie D. P. and Parker R. L. The north Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, **216**, 1276—1280, 1967.
20. Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, **73**, 1959—1982, 1968.
21. Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, **230**, 42—43, 1971.
22. Morgan W. J. Convection plumes and plate motions. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **56**, 203—213, 1972.
23. Nur A. Accreted terranes. *Revs. Geophys. Space Phys.*, **21**, 1779—1785, 1983.
24. Pitman W. C. and Talwani M. Sea-floor spreading in the north Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 619—646.
25. Ringwood A. E. The petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. Lond.*, **130**, 183—204, 1974.
26. Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on mid-oceanic ridges. *J. Geophys. Res.*, **72**, 2131—2153, 1967.
27. Wilson J. T. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, **41**, 863—870, 1963.
28. Wilson J. T. A new class of faults and their bearing upon continental drift. *Nature*, **207**, 343—347, 1965.
29. Wilson J. T. Mantle plumes and plate motions. *Tectonophysics*, **19**, 149—164, 1973.

# 11. Комплексные геофизические исследования

## 11.1. Введение

При комплексных геофизических наблюдениях проводятся работы несколькими геофизическими методами на одной и той же площади для исследования какой-либо структуры или некоторого явления в геологическом разрезе. Поскольку каждый геофизический метод позволяет получить информацию только одного определенного типа, комбинация двух или нескольких геофизических методов обычно дает дополнительную информацию, которая помогает уменьшить неоднозначность, присущую интерпретации тех или иных типов геофизических данных. При разведке полезных ископаемых обычно используют несколько геофизических методов, чтобы получить по возможности наиболее широкий набор физических свойств, которыми обладает объект поиска. Комбинирование геофизических методов при исследованиях, направленных на решение проблем структуры и динамики земной коры, значительно возросло за последние два десятилетия. Развитие теории «тектоники плит» (гл. 10) — один из наиболее ярких примеров плодотворности сочетания данных сейсмологии, гравиметрии, исследований теплового потока, магнитного поля, палеомагнетизма и др.

В этой главе мы рассмотрим на некоторых примерах, насколько полезно использовать в комплексе информацию, которую можно получить различными геофизическими методами.

## 11.2. Комплексные геофизические наблюдения при разведке полезных ископаемых

При разведке на нефть очень часто проводится рекогносцировка гравиметрическим и магнитным методами с последующей детализацией с помощью сеймики. При разведке на руды металлов наилучшая комбинация из геофизических методов бывает различной, поскольку имеется огромное множество объектов поиска и методов их обнаружения (например, гравиметрические, магнитные и разного типа электрические и электромагнитные методы). Многие примеры комплексных исследований и описание практических случаев применения гео-

физических методов при разведке полезных ископаемых приведены в ряде работ по прикладной геофизике [7, 21, 25].

При описании различных геофизических методов в предшествующих главах уже приводились случаи, когда использовался комплекс геофизических методов. Ниже мы рассмотрим еще три примера.

**11.2.1. Стаффордское месторождение нефти, шт. Техас, США.** Этот пример взят из старой публикации [6] и описывает необычный случай, когда месторождение нефти было открыто вообще без использования сейсмических методов. Стаффордская площадь находится в округе Шерман, шт. Техас. Здесь гранитные тела на глубине создают в вышележащих осадочных отложениях структуры, которые могут служить ловушками нефти.

Магнитная съемка на этой площади указала на существование замкнутой структуры (рис. 11.1, *a*). На этом основании нефтяная фирма I.T.I. арендовала участок, включающий в себя данный объект. Результаты гравиметрической съемки показаны на карте остаточных значений силы тяжести (рис. 11.1, *b*), полученных после исключения регионального эффекта. Максимум силы тяжести составляет приблизительно 1,5 мГал и несколько смещен относительно соответствующего максимума по магнитным данным. На участке расположения этих максимумов была обнаружена нефть.

Образцы кернов осадочных отложений и пород докембрийского фундамента, которые были получены из глубокой скважины, пробуренной на эту структуру, исследовались на плотность и магнитные свойства. Геологический разрез этой структуры приведен на рис. 11.2, *в*.

Сравнение кривой силы тяжести (рис. 11.2, *a*), рассчитанной по известным перепадам плотности и структурам, выявленным буровыми скважинами, с гравиметрической кривой, полученной из наблюдений, не оставляет сомнений в том, что аномалия силы тяжести создается главным образом различием в плотности между слагающими антиклиналь доломитами Браун и вышележащими красноцветными отложениями. С другой стороны, теоретическая магнитная кривая, рассчитанная в предположении о том, что перепад магнитной восприимчивости связан с поднятием фундамента, дает более близкое согласие с наблюдаемой аномалией. Сравнение этих кривых (рис. 11.2, *b*) подтверждает вывод о том, что источник этой магнитной аномалии мог находиться только в докембрийском фундаменте.

**11.2.2. Соляной купол Морс, Дания.** Этот случай из практики иллюстрирует использование комбинации сейсмических и

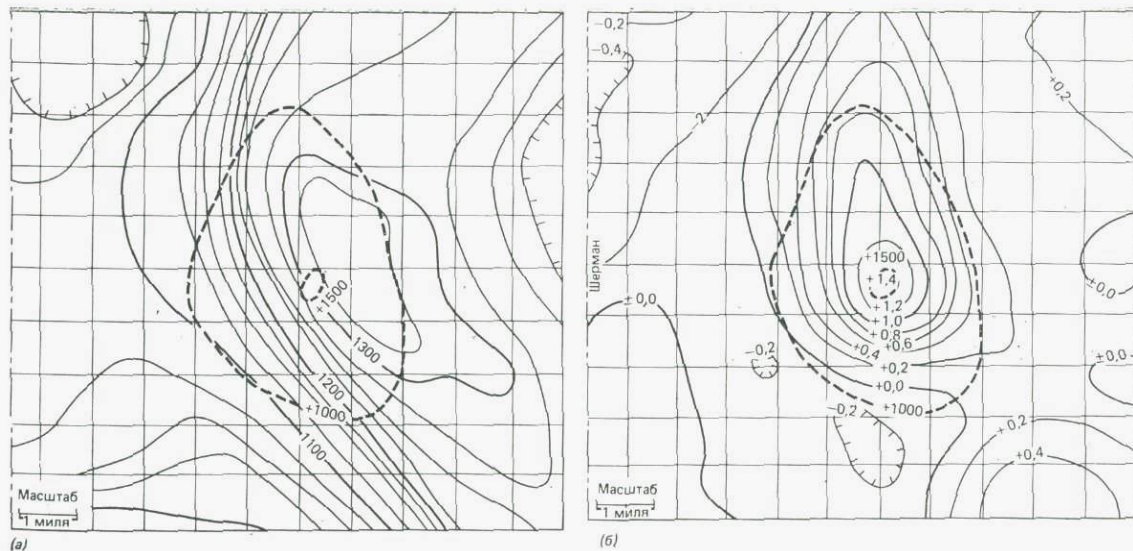


Рис. 11.1. (а) Изолинии магнитной аномалии  $\Delta Z$ , наблюдавшейся над Стаффордским месторождением. Интервал изолиний 25 нТл ( $=25 \gamma$ ). Пунктирными линиями показаны изолинии (в футах) поверхности доломитов Браун. (б) Карта остаточной аномалии силы тяжести Стаффордского месторождения после исключения регионального градиента. Интервал изолиний 0,2 мГал [6]. 1 фут  $\approx$  0,30 м, 1 миля = 1,6 км.

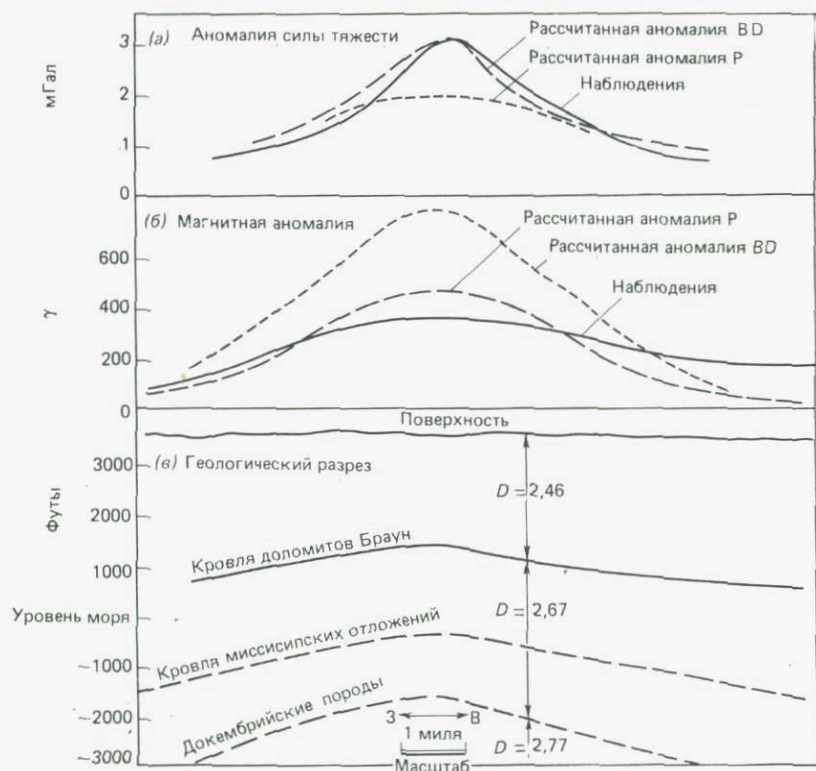


Рис. 11.2. Результаты исследований по гравиметрическим и магнитным профилям и геологический разрез Стаффордского месторождения. Рассчитанные кривые, обозначенные  $BD$ , — для доломитов Браун,  $P$  — для докембрийского фундамента;  $D$  — плотность в  $г/см^3$ . (На основе работы [6]; взято из [7].)

гравиметрических данных для исследования формы и структуры соляного купола на севере полуострова Ютландия (Дания). Гравиметрические данные указали на замкнутую структуру (рис. 11.3), а предварительная интерпретация (см. разд. 3.6.6), выполненная в предположении сферической модели, показала, что глубина до верхней границы этого соляного купола приблизительно равна 1 км. В связи с выяснением возможностей захоронения радиоактивных отходов в соляных куполах в Дании строение купола Морс исследовалось рядом сейсмических профилей методом отраженных волн.

На рис. 11.4 показан полученный в результате интерпретации разрез по сейсмическому профилю 7907. На этом глубинном разрезе видно, что соляной купол имеет минимальный диаметр на глубине около 3500 м, а кромка соли занимает свое

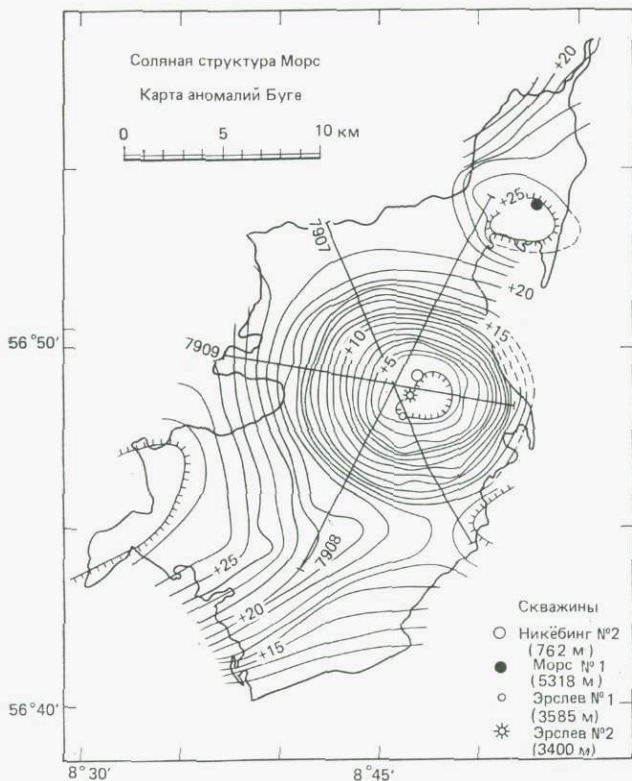


Рис. 11.3. Карта аномалий Буге над соляным куполом Морс в северной части Дании. Интервал изолиний 1 мГал. Номера относятся к сейсмическим профилям, пересекающим центральный минимум силы тяжести. (По карте силы тяжести из работы [22]; взято из [14].)

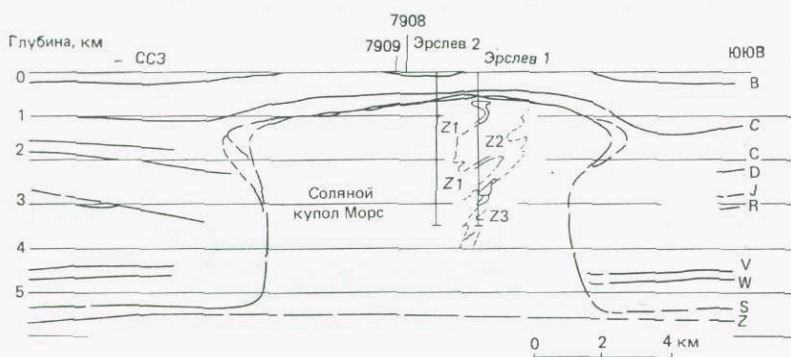


Рис. 11.4. Глубинный разрез по сейсмическому профилю 7907 (см. рис. 11.3). Отражающие горизонты: В — подошва третичных отложений; С — подошва верхнемеловых отложений; D — подошва нижнемеловых отложений; J — подошва юрских отложений; R — подошва рэтских отложений; V, W — триасовые маркирующие горизонты; S — кровля цехштейна; Z — подошва цехштейна [11].

самое высокое положение не в центре, а несколько юго-восточнее. Есть указания на значительный соляной карниз — 2 км или более — на южной стороне и только 1 км или меньше на северной. На сейсмических профилях 7908 и 7909 также выявлены карнизы на юго-восточном и северо-западном склонах купола, но определить их протяженность и форму по сейсмическим профилям невозможно.

Использование гравиметрических данных (рис. 11.3) и информации о плотности по двум глубоким скважинам (Эрслев 1 и 2) позволяет уточнить положение склонов и карнизов купола. Для этого нужно добиться согласия между интерпретацией сейсмических данных вдоль указанных профилей и соответствующих аномалий силы тяжести. Результаты такого согласования для профиля 7907 представлены на рис. 11.5. Слева и над центром согласие приемлемое, но у правого края

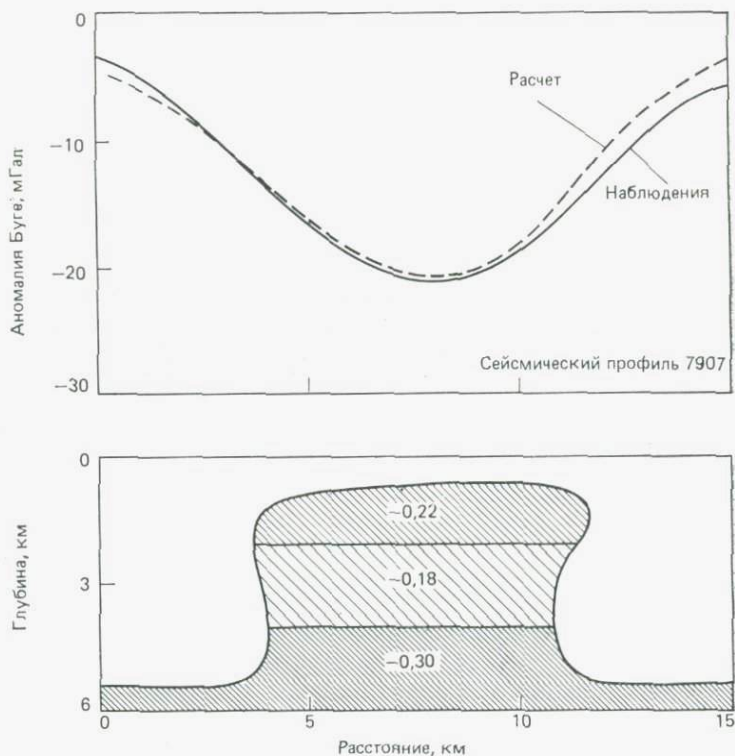


Рис. 11.5. Структурная модель соляного купола Морс, полученная из сейсмического разреза с рис. 11.4 и кривой наблюдаемых значений силы тяжести. Указанные перепады плотностей получены при плотности соли, равной  $2,17 \text{ г/см}^3$ , и плотностях вмещающих осадочных пород, найденных по скоростям сейсмических волн [12].



Рис. 11.6. Упрощенная модель кимберлитовой трубки после эрозии и выветривания. Геофизические аномалии создаются проводящей зоной сверху (желтая земля) и магнитной зоной в неизменном кимберлите [15].

аномалии количество соли, согласно расчету, оказывается недостаточным. Этот пример иллюстрирует использование гравиметрических данных и информации о плотности для уточнения модели интерпретации, полученной по данным сейсмического профилирования методом отраженных волн.

**11.2.3. Кимберлитовые трубки в Южной Африке.** Кимберлитовые трубки (источники алмазов) являются приблизительно эллиптическими в обнажениях на поверхности и продолжаются на глубину в «форме морковки». Их геофизическое проявление определяется главным образом глубиной эрозии и степенью выветривания. Типичный выветрелый кимберлитовый материал состоит из следующих зон (рис. 11.6). Наиболее выветрелая часть вблизи поверхности называется желтой землей. Это зона с очень высокой электрической проводимостью и большим содержанием глины. С увеличением глубины она переходит в зону, называемую синей землей, а затем в прочную скальную породу — неизменный кимберлит. И синяя, и желтая земли имеют пониженные содержания железа и более низкую магнитную восприимчивость, чем неветрелый кимберлит, который обычно содержит несколько процентов магнетита. Отсюда следует, что обнажение кимберлита может создавать магнитную аномалию и (или) аномалию проводимости в зависимости от степени выветривания.

Макне [15] представил подборку некоторых типов геофизических аномалий, наблюдавшихся над обнажениями кимберлитов. На рис. 11.7 показаны наземные профили аномалии вертикальной составляющей магнитного поля  $\Delta Z$  и аномалии электромагнитного поля, полученной методом горизонтальной петли, над вскрытой эрозией трубки в ЮАР. Магнитная аномалия, связанная с этой трубкой, имеет очень малую амплитуду.

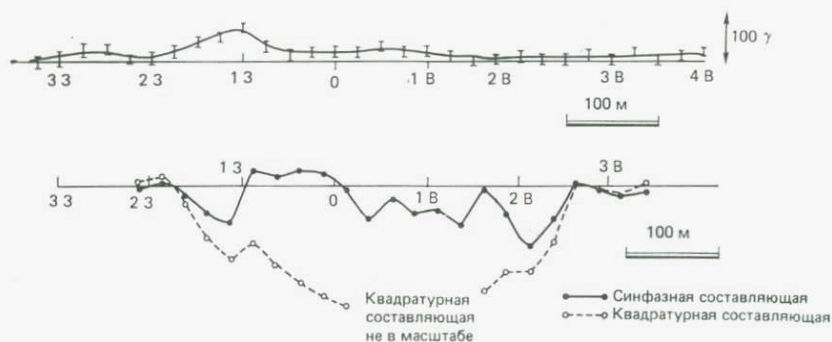


Рис. 11.7. Наземные профили (SOS) аномалии вертикальной составляющей магнитного поля и аномалии электромагнитного поля (метод горизонтальной петли) над кимберлитовой трубкой К-6 на одной из площадей Южной Африки [15].

ду (вследствие большой глубины залегания магнитного кимберлита), но трубка легко выявляется по электромагнитной аномалии от проводящей области в форме диска в верхней части зоны выветривания.

Зондирование методом сопротивлений (установкой Шлюмберже) показало, что верхний слой мощностью около 5 м с высоким удельным сопротивлением (аллювиальный покров) подстилается слоем мощностью около 50 м с низким удельным сопротивлением (2—3 Ом·м), переходящим в материал с более высоким удельным сопротивлением (рис. 11.8). Интерпретация данных зондирования методом сопротивлений с использованием модели слоистой среды не подходит для данного случая из-за больших латеральных неоднородностей и крутопадающих контактов. Отскочившие точки на этой кривой при  $OA=2500$  м и  $MN=500$  м, по-видимому, обусловлены тем, что электроды пересекают границу трубки. Поэтому было бы полезно провести электрическое профилирование методом сопротивлений, чтобы определить местоположения крутопадающих контактов, созданных краями этой трубки.

Хотя геофизические поля, создаваемые кимберлитовыми трубками, весьма изменчивы, при поисках таких трубок наиболее эффективной является комбинация электромагнитных и магнитных измерений.

### 11.3. Исследования строения земной коры в районах со сложной тектоникой

#### 11.3.1. Земная кора Корсиканского и Тосканского блоков.

В связи со сложной тектонической историей Северных Апен-

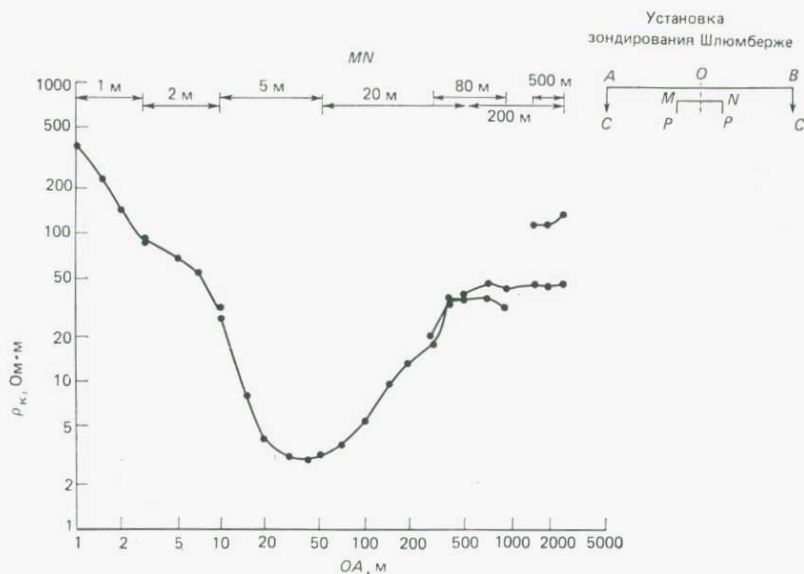


Рис. 11.8. Кривая зондирования установкой Шлюмберже над кимберлитовой трубкой К-6. Разрыв на кривой при  $MN=500$  м вызван пересечением края трубки потенциальными электродами [15].  $P$  — потенциальные электроды,  $C$  — токовые.

нии (Италия) и соседних южных блоков в рамках совместного проекта, осуществленного Францией, ФРГ и Италией, исследовалось строение коры и верхней мантии между островом Корсика и областью Тоскана сейсмическими, гравиметрическими и магнитными методами.

На рис. 11.9 приведена карта аномалий Буге для области, охватывающей Лигурийское море, острова Корсика, Эльба и Северные Апеннины. Область исследований располагается между максимумом силы тяжести ( $+200$  мГал) в Лигурийском море и минимумом силы тяжести ( $-100$  мГал) в долине реки По в Северных Апеннинах. В Лигурийских Апеннинах между городами Генуя и Специя нулевая линия аномалии Буге проходит приблизительно вдоль береговой линии. Однако в области Тоскана она протягивается далеко в глубь суши. Это различие в характере распределения силы тяжести указывает на различия в строении земной коры.

Геологическое строение и тектоника этого региона очень сложны [18]. Блок Сардиния — Корсика, который в олигоцене повернулся в северо-восточном направлении, рассматривается как осколок Европейского континента [1, 26], в то время как Северные Апеннины двигались в противоположном направлении на Адриатический блок (микроплиту). Это изменение на-

правления тектонического развития должно было оказать сильное влияние на строение земной коры всего региона. Фундамент Корсики имеет герцинский возраст или еще больший. Альпийские породы встречаются только на северо-восточном побережье Корсики. Граница между Альпийской и Апеннинской системами должна быть помещена в зону пролива между островами Корсика и Эльба.

При проведении сейсмических работ методом преломленных волн взрывы можно было выполнять только в море, а регистрацию — только на наземных станциях. Измерения проводились на трех сейсмических профилях, но мы ограничимся рассмотрением только профиля ЗЮС—ВСВ (АА' на рис. 11.9), который пересекает важнейшую область между блоком Корсика — Сардиния и Северными Апенниннами. Сейсмологический разрез по профилю АА' показан на рис. 11.10. Граница кора — мантия изображена кривыми со штриховкой. Толщина коры в Лигурийском море (к западу от Корсики) небольшая, всего

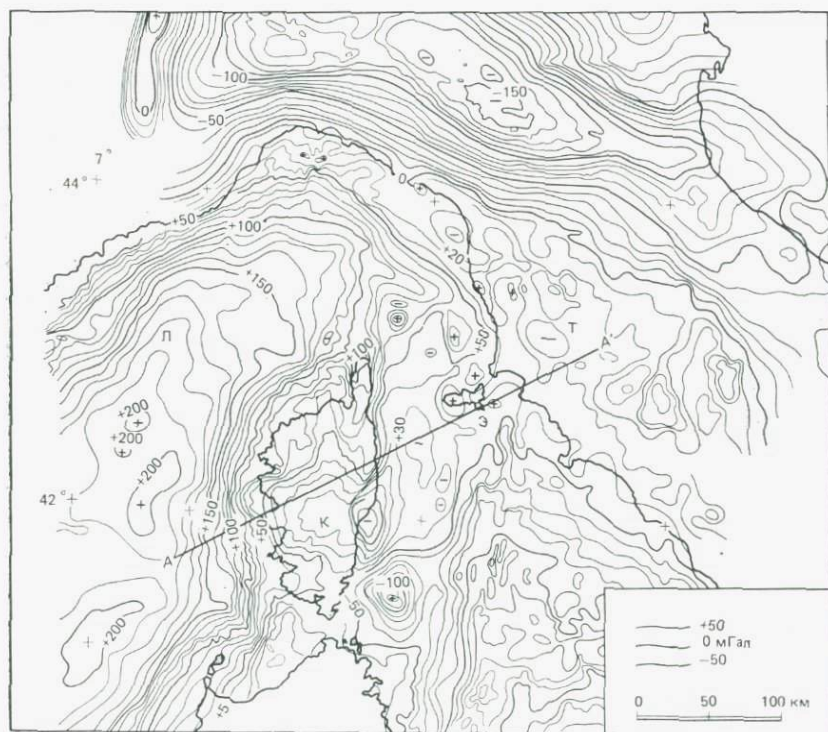


Рис. 11.9. Карта аномалий Буге для Лигурийского моря (Л), о. Корсика (К), о. Эльба (Э), области Тоскана (Т) и прилегающих районов [17].

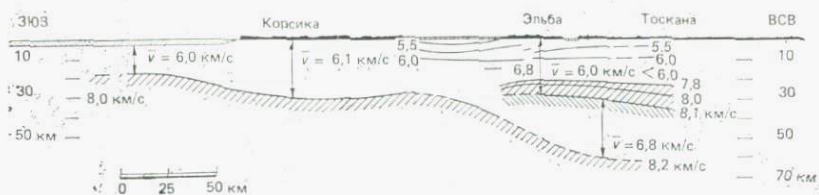


Рис. 11.10. Геосейсмический разрез по профилю (AA' на рис. 11.9) от о. Корсика до области Тоскана. Предполагается существование двух границ Моховичича, и обе они удовлетворяют признакам границы кора — мантия [13].

около 15 км (океаническая кора), но с приближением к острову Корсика она увеличивается до 30 км (типичная континентальная кора). Граница кора — мантия (Мохо 2) полого поднимается, а затем резко погружается в северо-восточном направлении под остров Эльба и прежде, чем исчезнуть, достигает максимальной глубины ~60 км. Примечательно, что под островом Эльба и областью Тоскана существует и другая граница кора — мантия (Мохо 1) на меньшей глубине — около 25 км. В области между этими двумя границами Моховичича, обладающими свойствами границы кора — мантия, интервальная скорость относительно низка ( $\leq 6,8$  км/с). Согласно интерпретации, более глубокая граница относится к блоку Корсика — Сардиния, а менее глубокая ассоциируется с Адриатической микроплитой.

Интересно исследовать, подтверждается ли эта сейсмическая модель из двух границ Моховичича гравиметрическими и магнитными данными, имеющимися для этой области. Из функции скорости, выведенной по результатам сейсмических исследований методом преломленных волн и детальных исследований методом отраженных волн в районе грабена Корсика — Эльба, можно получить данные о плотности, используя соотношение скорость — плотность (рис. 2.7, а). После этого, принимая определенные перепады плотности для слоистой структуры, основанной на сейсмических данных, можно построить модель коры, а рассчитанную для этой двумерной модели кривую силы тяжести — сравнить с наблюдаемой гравиметрической кривой. Рис. 11.11 показывает, что рассчитанная по модели и наблюдаемая кривые силы тяжести согласуются очень хорошо. Интерпретация гравиметрических данных позволяет предполагать поднятие границы Моховичича под осью грабена Эльба — Корсика, которое также слабо отражается в сейсмических данных. Кроме того, данные о силе тяжести согласуются с присутствием второй коры между двумя границами Моховичича. Инверсия скорости между двумя Мохо отражается в отрицательном перепаде плотности, равном 100—200 кг/м<sup>3</sup>.

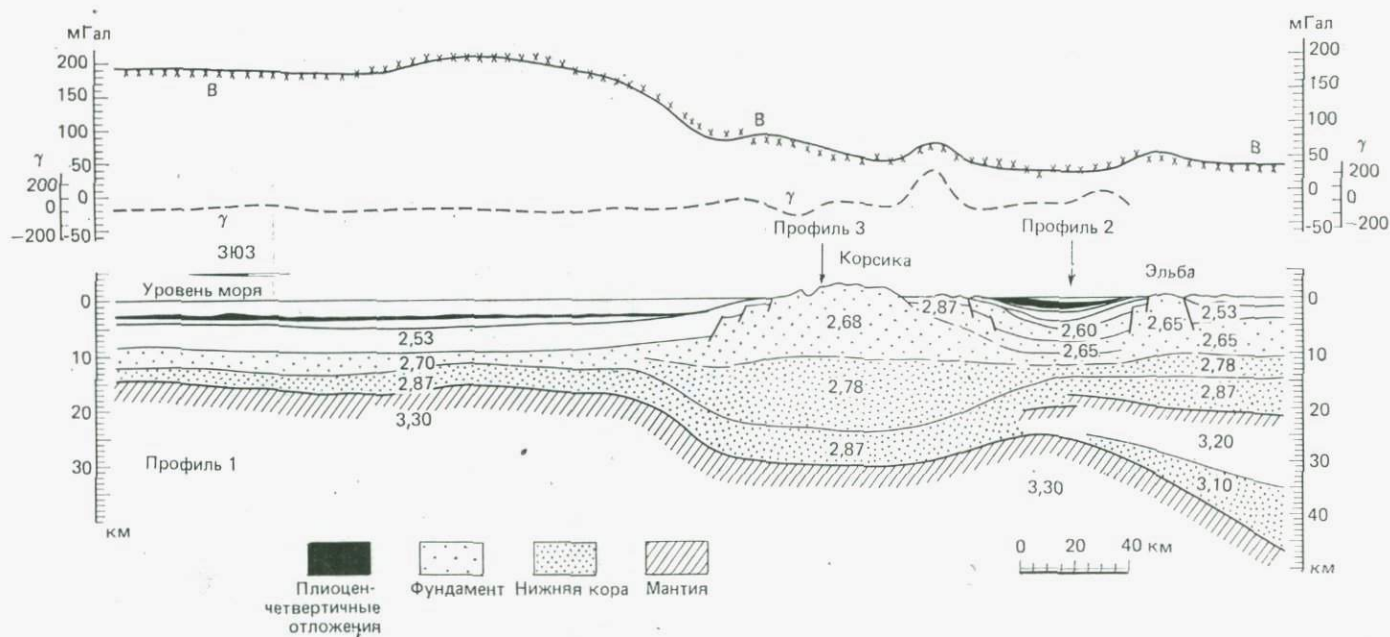


Рис. 11.11. Модель разреза земной коры по результатам интерпретации сейсмических и гравиметрических данных вдоль профиля AA' (рис. 11.9). Значения плотности ( $\text{г/см}^3$ ) определялись исходя из скоростей сейсмических волн. Рассчитанная по этой модели аномалия Буге (точки) хорошо согласуется с наблюдаемой (B). Символом  $\gamma$  обозначена полученная из наблюдений магнитная кривая [5].

Магнитные данные не очень информативны, за исключением отчетливого максимума на восточной стороне Корсики, который вместе с расположенным здесь же максимумом силы тяжести характеризует неглубокий источник, вероятно, связанный с офиолитовыми включениями. Главным результатом этого комплексного исследования было открытие двух границ Мохоровичича, которые, как предполагают, относятся к двум различным микроплитам.

**11.3.2. Строение и динамика земной коры в юго-западной Колумбии.** Целью этого комплексного исследования, выполненного Мейссером и др. [16], была совместная интерпретация результатов сейсмических наблюдений методом преломленных волн и гравиметрических измерений, а также данных о сейсмичности, с тем чтобы построить модель глубинного строения Земли под Центральными и Западными Андами и его связи с процессом субдукции на активной континентальной окраине в районе юго-западной Колумбии.

Рис. 11.12 иллюстрирует геологическую обстановку в этой области, расположение сейсмических профилей при наблюдениях методом преломленных волн и схему тектоники плит в восточной части Тихого океана. Мощность третичных отложений на континентальных низменностях с западной стороны Западных Анд оценивается по гравиметрическим данным примерно в 10 км. Западные Анды сложены главным образом мезозойскими породами; лишь в отдельных местах встречаются следы третичного вулканизма. Самым высоким и древним хребтом в этой области являются Центральные Анды. Они состоят главным образом из докембрийских и палеозойских метаморфических пород континентального кристаллического фундамента. В этих горах также обнаружены более молодые плутоны, батолиты и андезитовый вулканический материал. Оба склона Центральных Анд покрыты мезозойскими и третичными осадочными отложениями.

По сейсмическим данным вдоль профилей I и II (рис. 11.12) можно было методом подбора приблизительно определить глубины границы Мохоровичича, выбирая скорости в слоях океанической коры (вода, осадочные отложения и слой 2) и вычисляя соответствующие времена пробега волн. Для континентальных участков этих двух профилей некоторые данные о скоростях были получены при встречном профилировании на суше. Сейсмические модели согласуются с данными о временах пробега, но все же остаются неоднозначными. Выбрать подходящую сейсмическую модель помогают гравиметрические данные. После пересчета сейсмических скоростей в значения плотности (по соотношению скорость — плотность, рис. 2.7, а) для

получения самой лучшей аппроксимирующей модели вычислялись двумерные распределения силы тяжести.

На рис. 11.13 представлена модель, полученная для профиля II от острова Мальпело до пос. Ла-Кока в Андах. Грабень Якина между пунктами взрывов КК4 и КК5 — глубокая структура, которой соответствует хорошо выраженный минимум силы тяжести на этом профиле. К востоку от данного грабена граница Мохоровичича начинает погружаться, и ее угол увеличивается до более чем  $20^\circ$  под береговыми равнинами. Наличие мощной толщи осадочных отложений и материала с высокой скоростью и высокой плотностью под Западными Андами (офиолит?) характерны для активной континентальной окраины. Хорошо выраженный максимум силы тяжести обусловлен подъемом границы Мохоровичича и большим количеством «океанического» материала под Западными Андами. Центральные Анды сложены мощной толщей кристаллических пород континентального происхождения и характеризуются минимумом силы тяжести.

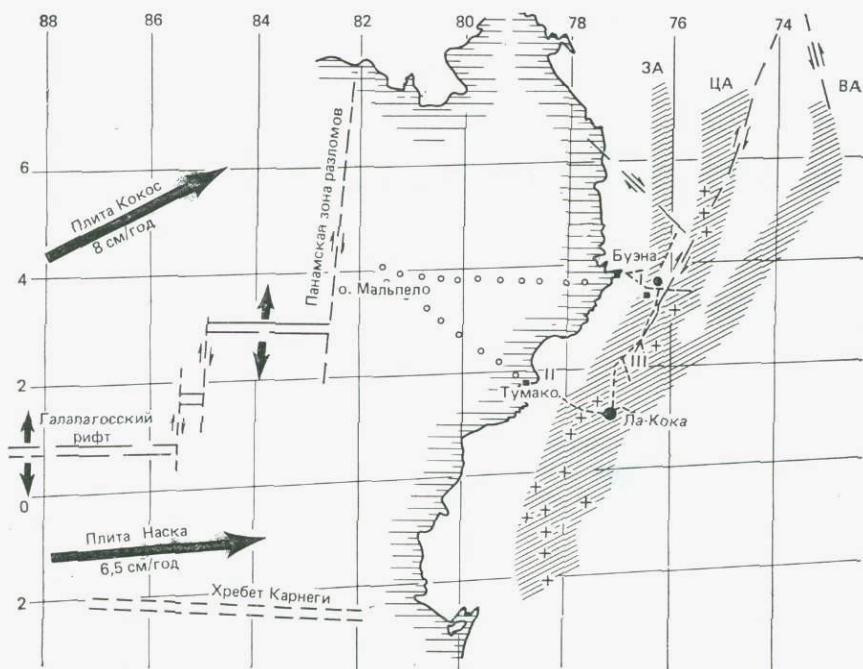


Рис. 11.12. Карта расположения профилей и тектоническая схема восточной части Тихого океана. Условные обозначения: ° — пункты взрыва; - - - - - линии сейсмических наблюдений; + — андезитовые вулканы; ЗА — Западные Анды; ЦА — Центральные Анды; ВА — Восточные Анды [16].

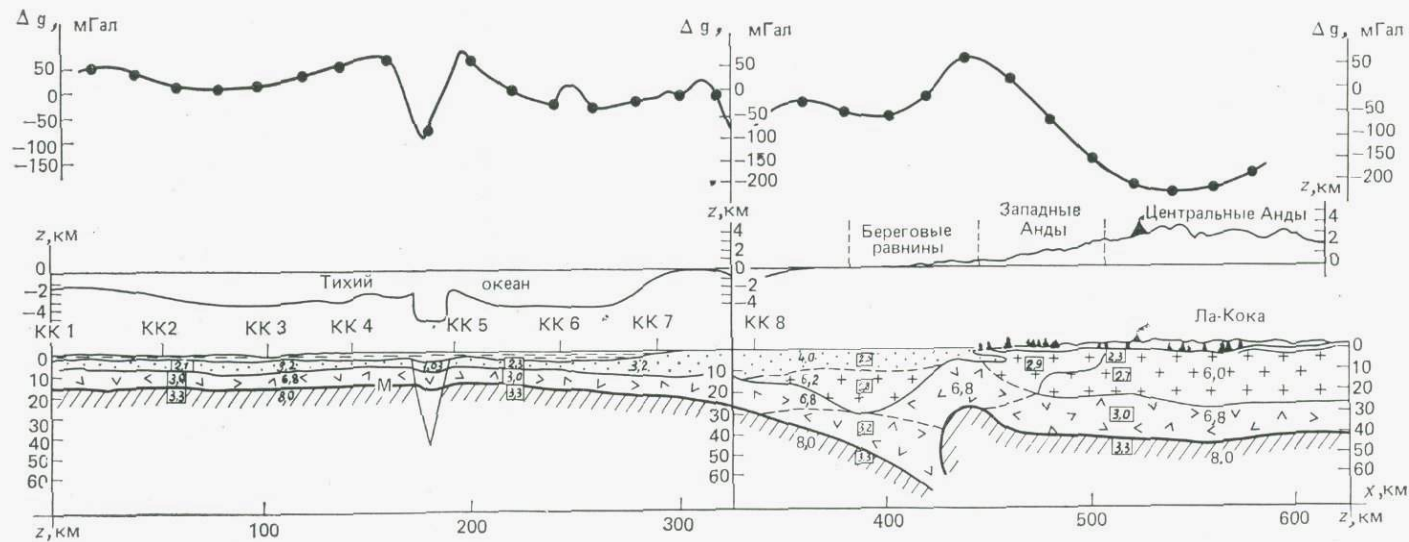


Рис. 11.13. Разрез земной коры по сейсмическому профилю II с рис. 11.12: о. Мальпело — Тумако — Ла-Кока. В верхней части показаны измеренные (непрерывная кривая) и рассчитанные точки значения силы тяжести. В середине изображен рельеф, увеличенный в пять раз. Внизу представлена модель земной коры, на которой указаны значения плотностей в  $\text{г/см}^3$  (в рамках) и скорости в  $\text{км/с}$ . М — граница Мохоровичича [16].

Описанная выше модель, которая в общем характеризует начальную часть зоны субдукции, погружающейся под Западно-Колумбийскую континентальную окраину, видимо, согласуется с распределением сейсмичности в этой области (рис. 11.14). Хотя глубина и положение очагов землетрясений с малой магнитудой могут иметь ошибки до 10 км, интересно отметить, что зона высокой сейсмичности начинается к востоку от грабена Якина, а ее продолжение на восток определяет верхнюю границу нисходящей океанической плиты. Положение нижней границы океанической литосферы оценивается по температурным данным. Согласно наблюдениям, огромное большинство землетрясений происходит на глубинах 20—30 км ниже Мохо, а на глубине 150 км их активность значительно снижается. Слабые толчки под Западными и Восточными Андами могут объясняться продолжением процессов сжатия и сдвига, вызванных движениями плит и процессами субдукции.

**11.3.3. Горячая точка: исландская аномальная кора и мантия.** Исландия является уникальным примером суши, высоко поднявшейся там, где по правилам должен был бы находиться океан. Нет сомнений в том, что Исландия является частью Срединно-Атлантического хребта и что она имеет аномальную кору. Результаты первых профилирований методом преломленных волн, полученные Пальмасоном [19, 20], позволили предполагать, что кора в Исландии значительно толще, чем нормальная океаническая кора (табл. 11.1). Верхняя кора, образуемая слоями 0—2, характеризуется скоростью  $P$ -волн, постепенно увеличивающейся от 2,75 до 5,1 км/с (лавы и небольшие интрузивы), и толщиной, меняющейся от 1 до 8 км. Можно считать, что она соответствует слою 2 океанической коры, имеющему большую мощность и сформировавшемуся в субазральных условиях. Нижняя кора (=слой 3) характеризуется скоростью  $P$ -волн порядка 6,5 км/с и может приравниваться к слою 3 океанической коры (см. табл. 2.4). Граница с нижележащим слоем 4, имеющим скорость 7,2 км/с (и рассматриваемым как аномальная мантия с низкой скоростью волн), находится на глубине 9—10 км на юго-западе и 14—15 км на юго-востоке и севере Исландии. Ботт [4] использовал для этого типа коры термин «исландская», а не океаническая.

Данные некоторых предыдущих исследований методом преломленных волн недавно были заново проинтерпретированы с использованием синтетических сейсмограмм и данных метода закритических отражений по этой активной рифтовой зоне [9, 28]. Кроме того, результаты некоторых новых экспериментов методом преломленных волн [2] подтверждают основные положения модели Пальмасона.

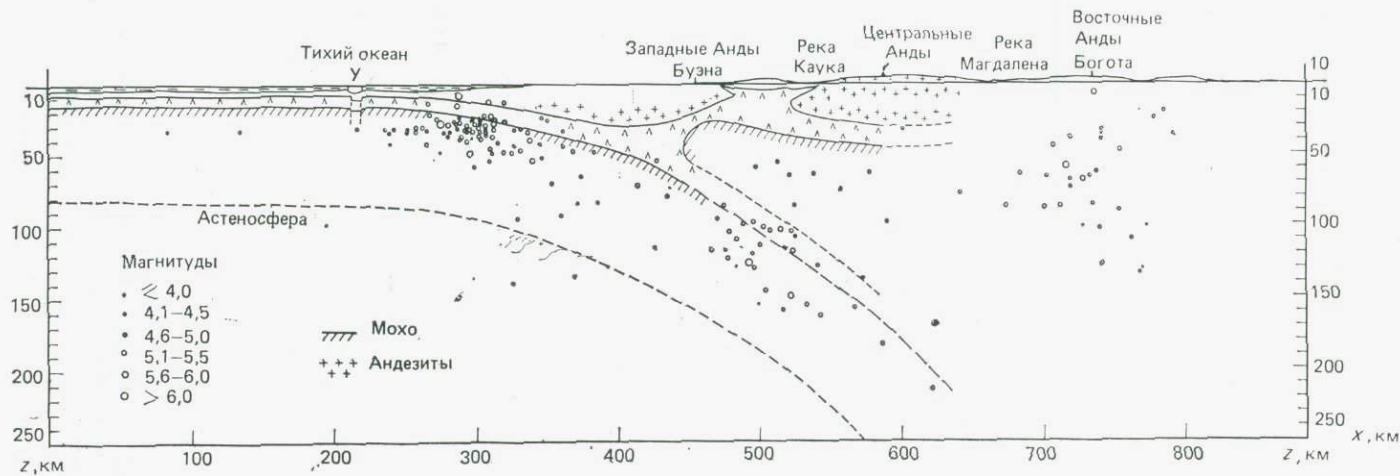


Рис. 11.14. Упрощенный разрез по сейсмическому профилю 1 с рис. 11.12, экстраполированный на большие глубины по данным сейсмичности. Буква Y указывает положение грабена Якина. Океаническая плита пододвигается под Западно-Колумбийскую континентальную окраину, вызывая формирование горного пояса типа Кордильер (Анды) [16].

Таблица 11.1. Слой «исландской» коры по сейсмическим данным [19, 20]

Номер слоя	Скорость $P$ -волн, км/с	Скорость $S$ -волн, км/с	Плотность, $10^3$ кг/м <sup>3</sup>
0	2,75		2,1—2,5
1	4,14	2,34	2,6
2	5,08	2,78	2,65
3	6,50	3,53	2,9
4 (мантия)	7,20		3,1

Обобщенная модель строения земной коры вдоль профиля длиной 800 км от юго-восточного склона хребта Рейкьянес через Исландию показана на рис. 11.15. Если не считать большей толщины, изменяющейся от 10 до 15 км, «исландская» кора весьма сходна с корой под хребтом Рейкьянес. Слой 3 ( $V_P \sim 6,8$  км/с) непрерывно прослеживается от океана через всю Исландию; следовательно, он существует и под восточной неовулканической зоной, которая, как полагают, является осью современного активного спрединга (см. рис. 11.16).

Ниже слоя 3 существуют фундаментальные различия в строении океана и Исландии. В отличие от океанической верхней мантии ( $V_P \sim 7,8$  км/с) исландская верхняя мантия характеризуется пониженной скоростью  $P$ -волн (в интервале от 7 до 7,6 км/с на глубинах между 10 и 60 км), которая не типична ни для континентальной, ни для океанической верхней мантии.

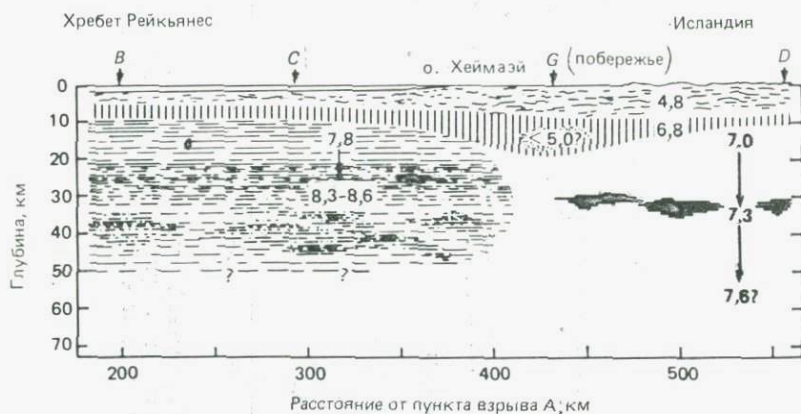
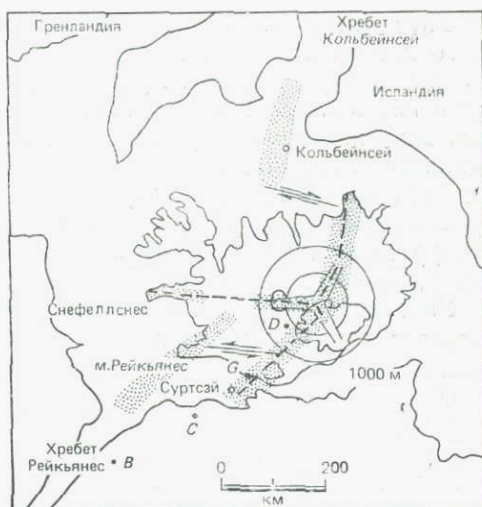


Рис. 11.15. Обобщенный разрез земной коры и верхней мантии в центральной части главного профиля RRISP-77. Буквами обозначены пункты больших взрывов. Числа указывают скорости  $P$ -волн (в км/с). При переходе от хребта Рейкьянес к Исландии слой коры остаются непрерывными, но происходит резкое изменение строения верхней мантии [2].

Рис. 11.16. Карта Исландии и рифтовой системы Срединно-Атлантического хребта. Сплошная кривая — изобата 1000 м. [23]. Затенением показаны неовулканические зоны. Схематически изображено приблизительное положение центра плюма и предполагаемых трех ветвей рифта [27]. (BCGD — профиль RRISP-77 с рис. 11.15 — Ред.)



Дополнительную информацию о природе аномальной мантии (слой 4 в табл. 11.1) дают результаты магнитотеллурических исследований и наблюдений за распространением  $S$ -волн через Исландию. Данные магнитотеллурического профилирования по северо-восточной Исландии [3] свидетельствуют о наличии на глубинах 10—20 км материала с низким удельным сопротивлением ( $\sim 15$  Ом·м). С помощью кривых Хаака [10] зависимости удельного сопротивления базальтов и ультрамафических пород от температуры получены оценки температур (1000—1100 °С), которые позволяют предполагать частичное плавление вещества в этой зоне.

Гебранд и др. [8] получили количественную оценку степени частичного плавления, проанализировав отношения скоростей  $P$ - и  $S$ -волн, найденных из наблюдений. Нормальное отношение скоростей этих волн, полученное для коры и равное 1,76, приобретает в исландской верхней мантии необычайно высокие значения — до 2,2. Предполагая, что верхняя мантия состоит из твердого перидотита и базальтового расплава, эти авторы оценили по отношению  $V_P/V_S$ , что концентрация расплава превышает 17%. Подобные результаты указывают на то, что аномальная мантия, содержащая частично расплавленный материал, не ограничивается узкими неовулканическими зонами, а может существовать под всей Исландией. Формирование такой широкой зоны аномальной мантии едва ли было бы возможно, если бы в данном месте не существовал интенсивный восходящий конвективный поток, который, вероятно, может ассоциироваться с глубинным «плюмом» под этим островом.

Уисс [27] попытался определить местоположение центра этого плюма в Исландии исходя из распределения неовулканических зон (рис. 11.16). Хребт Рейкьянес продолжается на сушу в юго-западной Исландии и поворачивает в неовулканическую зону восточного простирания, встречаясь с «восточной вулканической зоной». Последняя пересекает Исландию от острова Суртсэй на юге до Тьёрнеса на севере, где трансформный разлом соединяет ее с хребтом Кольбейнсей. Кроме того, центральная широтная вулканическая зона продолжается на запад, попадая в вулканическую зону Снефеллснес.

Уисс постулирует, что если центр плюма в Исландии располагается так, как это показано на рис. 11.16, то широтная вулканическая зона и северная половина восточной вулканической зоны почти идеально согласуются с предполагаемым относительным направлением двух ветвей рифта. Южная часть восточной вулканической зоны (оканчивающейся в Суртсэе) может быть третьей ветвью, хотя ее направление (юго-западное) не согласуется с ожидаемым направлением (юго-восточным). Отклонение направления третьей ветви может объясняться наличием регионального поля тектонических напряжений, созданного раздвигающимся хребтом Рейкьянес, и поля радиальных напряжений вулканического центра. Интересно отметить, что центр плюма, определенный Уиссом, почти идентичен тому, который следует из геохимических данных о вариациях состава в молодых исландских толеитах [24].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Alvarez W. Rotation of the Corsica—Sardinia Microplate. *Nat. Phys. Sci.*, 235, 103—105, 1972.
2. Angenhesiter G., Björnsson S., Einarsson P., Gelorande H., Goldflam P., Jacoby W. R., Litvinenko I. V., Loncarevic B., Miller H., Pálmason G., Pavlenkova N. I., Richard S., Solunar S. C., Weigel W. and Zverev S. M. Reykjanes Ridge Iceland Seismic experiment (RRISP 77). *J. Geophys.*, 47, 228—238, 1980.
3. Belbo M. and Björnsson A. A model of electrical resistivity beneath NE-Iceland, correlation with temperature. *J. Geophys.*, 47, 184—190, 1980.
4. Bott M. H. P. Deep structure, evolution and origin of the Icelandic transverse ridge. In L. Kristjansson (Editor), *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*. Dordrecht Reidel, pp. 33—47, 1974.
5. Carrozzo M. T. and Nicolich R. Quantitative interpretation of gravity and magnetic data. *Bollettino Geofisica*, 75—76, 236—248, 1977.
6. Coffin R. C. Recent trends in geological-geophysical exploration and methods of improving use of geophysical data. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 30, 2013—2033, 1946.
7. Dobrin M. B. *Introduction to Geophysical Prospecting*, 3rd Ed. McGraw-Hill, New York, 630 pp., 1976.
8. Gebrande H., Miller H. and Einarsson P. Seismic structure of Iceland along RRISP Profile I. *J. Geophys.*, 47, 239—249, 1980.
9. Flovenz O. G. Seismic structure of the Icelandic crust above layer three and relation between body wave velocity and the alteration of the basaltic crust. *J. Geophys.*, 47, 211—220, 1980.

10. *Haak V.* Relations between electrical conductivity and petrological parameters of the crust and upper mantle. *Geophys. Survey*, 4, 57—69, 1980.
11. *Kreitz E.* Seismic evaluation of the Mors Dome. In *Proc. Symp. Results Geol. Investigations High-Level Waste in the Mors Salt Dome*, Vol. 1. ELSAM, Fredericia, Denmark, pp. 74—98, 1982.
12. *LaFehr T. R.* Evaluation of surface and borehole gravity measurements at the Mors Saltdome. In *Proc. Symp. Results Geol. Investigations High-Level Waste Disposal in the Mors Saltdome*, Vol. 1. ELSAM, Fredericia, Denmark, pp. 196—232, 1982.
13. *Letz H., Reichert C. and Wigger P.* Results of two seismic refraction lines in the northern Apennines. *Bollettino Geofisica*, 75—76, 225—232, 1977.
14. *Madirazza I.* Structural geology of Linde, Gørding and Mors salt diapirs. In *Proc. Radioactive Waste Disposal Symp.* ELSAM, Fredericia, Denmark, pp. 75—90, 1980.
15. *Macnae J. C.* Kimberlites and exploration geophysics. *Geophysics*, 44, 1395—1416, 1979.
16. *Meissner R. O., Flueh E. R., Slibane F. and Berg E.* Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics*, 35, 115—136, 1976.
17. *Morelli C.* The gravity map of Italy. *Structural Model of Italy*. Quaderni de «La Ricerca Scientifica» 90 Roma, 427—446, 1975.
18. *Nardi R.* Structural outline of Corsica. *Structural Model of Italy*. Quaderni de «La Ricerca Scientifica» 90 Roma, 175—181, 1975.
19. *Pálmason G.* Seismic refraction investigations of the basal lavas in northern and eastern Iceland. *Jökull*, 13, 39—60, 1963.
20. *Pálmason G.* Crustal structure of Iceland from explosion seismology. *Soc. Sci. Island*, 40, 187, 1971.
21. *Parasnis D. S.* *Mining Geophysics*. Elsevier, Amsterdam, 395 pp., 1973.
22. *Saxov S.* Some gravity measurements in Thy, Mors and Vendsyssel. *Geodætisk Inst. Skrifter*, Ser. 3, Vol. 25, 46 pp., 1956.
23. *Sigurdsson H.* Structural origin and plate tectonics of the Snaefellsnes volcanic zone, western Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 129, 1970.
24. *Sigvaldason G. E., Steinthorsson S., Oskarsson N. and Inslund P.* Compositional variation in recent Icelandic tholeiites and the Kverkfjöll hot spot. *Nature*, 251, 579, 1974.
25. *Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. and Keys D. A.* *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 860 pp., 1976. [Русский перевод: Телфорд В., Гелдарт Л., Шерифф Р., Кейс Д. Прикладная геофизика. — М.: Недра, 1981.]
26. *Westphal M., Orsini J. and Vellutini P.* Le micro-continent Corse—Sardegna position initiale: Données paléomagnétiques et records géologiques. *Tectonophysics*, 30, 141—157, 1976.
27. *Wyss M.* Hawaiian rifts and recent Icelandic volcanism: Expression of plume generated radial stress fields. *J. Geophys.*, 47, 19—22, 1980.
28. *Zverev S. M., Litvinenko I. V., Pálmason G., Yaroshevskaya G. A., Osoikin N. N. and Akhmetjev M. A.* A seismic study of the rift zone in northern Iceland. *J. Geophys.*, 47, 191—201, 1980.

# Приложения

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

### Численные данные, имеющие отношение к Земле

Величина	Единицы СИ <sup>1)</sup>
Гравитационная постоянная	$6,670 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/(\text{кг} \cdot \text{с}^2)$
Экваториальный радиус	6378 км
Полярный радиус	6357 км
Сжатие	1/298,25
Объем	$1,083 \cdot 10^{21} \text{ м}^3$
Радиус сферы равного объема	6371 км
Масса (Земли)	$5,974 \cdot 10^{24} \text{ кг}$
Средняя плотность	$5515 \text{ кг/м}^3$
Сила тяжести на экваторе, на уровне моря	9,78032 м/с <sup>2</sup>
Площадь поверхности S	$5,10 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$
Площадь океанов (71% S)	$3,61 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$
Площадь континентов (29% S)	$1,49 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$
Средняя высота суши	840 м
Средняя глубина океанов	3800 м
Масса атмосферы	$5,1 \cdot 10^{18} \text{ кг}$
Масса океанов	$1,4 \cdot 10^{21} \text{ кг}$
Масса ядра	$1,95 \cdot 10^{24} \text{ кг}$
Масса мантии	$4,0 \cdot 10^{24} \text{ кг}$
Масса коры	$2,4 \cdot 10^{22} \text{ кг}$
Магнитный дипольный момент	$8,0 \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$
Геоманнитное поле, максимальное значение на поверхности	69 мкТл = 69 000 нТл
Средний тепловой поток	81 мВт/м <sup>2</sup>
Полный геотермический поток	$4,15 \cdot 10^{13} \text{ Вт}$

<sup>1)</sup> Для пересчета в единицы системы СГС см. табл. 1.1.

## ПРИЛОЖЕНИЕ В

### Использование сферических функций для анализа геомагнитного поля

Магнитное поле, наблюдаемое на поверхности Земли, могло бы создаваться источниками внутри Земли, источниками вне земной поверхности или электрическими токами, пересекающими эту поверхность. Если сначала предположить, что никакие электрические токи не пересекают поверхность Земли, то магнитное поле на земной поверхности можно вывести из потенциальной

функции  $V$ , которая удовлетворяет уравнению Лапласа

$$\nabla^2 V = 0. \quad (\text{B.1})$$

Решение уравнения (B.1) можно записать в виде ряда сферических функций в форме

$$V = \alpha \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos \theta) \left\{ \left[ c_n^m \left( \frac{r}{a} \right)^n + (1 - c_n^m) \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] j_n^m \cos m\varphi + \left[ s_n^m \left( \frac{r}{a} \right)^n + (1 - s_n^m) \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] k_n^m \sin m\varphi \dots \right\}, \quad (\text{B.2})$$

где  $\theta = 90^\circ$  — географическая широта,  $\varphi$  — восточная долгота,  $r$  — расстояние от центра Земли, которая предполагается сферой с радиусом  $a$ ,  $c_n^m$  и  $s_n^m$  — коэффициенты (между 0 и 1), которые соответствуют тем частям гармонических членов  $P_n^m(\theta) \cos m\varphi$  и  $P_n^m(\theta) \sin m\varphi$ , происхождение которых является внешним по отношению к Земле, а коэффициенты  $(1 - c_n^m)$  и  $(1 - s_n^m)$  соответствуют гармоническим членам, связанным с источниками внутреннего происхождения ( $r < a$ ). Коэффициенты  $j_n^m$  и  $k_n^m$  подлежат вычислению; они имеют размерность магнитного поля. Члены с  $n=0$  не появляются в уравнении (B.2) при отсутствии однополюсных источников поля.

Конечно, потенциал  $V$  невозможно измерить непосредственно. Однако по соотношению между магнитным потенциалом и магнитным полем  $B$  ( $B = -\text{grad } V$ ) можно определить три компоненты вектора магнитного поля, а они могут быть получены путем прямых измерений.

Вертикальную составляющую поля  $Z$  на поверхности ( $r=a$ ) можно разложить в ряд по сферическим функциям

$$Z = \frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos \theta) (A_n^m \cos m\varphi + B_n^m \sin m\varphi), \quad (\text{B.3})$$

где коэффициенты  $A_n^m$ ,  $B_n^m$  определяются по наблюдаемым значениям  $Z$ .

Дифференцируя уравнение (B.2) по  $r$  и полагая  $r=a$ , мы получаем выражение для радиальной составляющей поля

$$\frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos \theta) \{ [nc_n^m - (n+1)(1 - c_n^m)] j_n^m \cos m\varphi + [ns_n^m - (n+1)(1 - s_n^m)] k_n^m \sin m\varphi \}. \quad (\text{B.4})$$

Коэффициенты каждого отдельного гармонического члена для каждого значения  $n$  и  $m$  в двух разложениях  $\partial V / \partial r$ , данных уравнениями (B.3) и (B.4), должны быть равны. Поэтому

$$A_n^m = [nc_n^m - (n+1)(1 - c_n^m)] j_n^m \quad (\text{B.5})$$

и

$$B_n^m = [ns_n^m - (n+1)(1 - s_n^m)] k_n^m.$$

Опять-таки путем дифференцирования уравнения (B.2) можно получить выражения для горизонтальных составляющих поля  $X$  и  $Y$  в виде ряда сферических функций:

$$Y_{r=a} = \left( -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \varphi} \right)_{r=a} = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos \theta) (mj_n^m \sin m\varphi - mk_n^m \cos m\varphi), \quad (\text{B.6})$$

$$X_{r=a} = \left( \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \right)_{r=a} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{d}{d\theta} P_n^m(\cos \theta) (j_n^m \cos m\varphi + k_n^m \sin m\varphi). \quad (\text{В.7})$$

Эти уравнения содержат коэффициенты  $j_n^m$  и  $k_n^m$ , которые можно определить исходя из значений  $X$  и  $Y$ , известных для всей земной поверхности по данным обсерваторий. Согласие между коэффициентами, выведенными с использованием значений либо  $X$ , либо  $Y$ , демонстрирует обоснованность выражения этого поля в виде потенциала и показывает, что никакие электрические токи не пересекают земную поверхность. Если известны коэффициенты  $j_n^m$ ,  $k_n^m$ ,  $A_n^m$  и  $B_n^m$ , то уравнения (В.5) позволяют определить  $c_n^m$  и  $s_n^m$ . По данным, имевшимся в 1835 г., Гаусс нашел, что  $c_n^m, s_n^m \approx 0$ , т. е. что источник геомагнитного поля находится целиком внутри Земли. Коэффициенты для поля внутреннего происхождения  $g_n^m = (1 - c_n^m)j_n^m$  и  $h_n^m = (1 - s_n^m)k_n^m$  называются *коэффициентами Гаусса*. Практически внешнее поле не полностью отсутствует. Имеется небольшой вклад от электрических токов, текущих в ионосфере; Ланге и др. (1980) по данным спутника МАГСАТ нашли, что внешнее поле составляет примерно 20 нТл.

Значения некоторых важных коэффициентов Гаусса для отдельных эпох приведены в табл. В.1. Ясно, что наибольший вклад в  $V$  дает член  $g_1^0$ , который пропорционален  $P_1^0(\theta)/r^2$ , т. е.  $\cos \theta/r^2$ , и соответствует полю геоцентрического диполя, помещенного в центр Земли и направленного вдоль ее оси вращения. Добавление двух членов, пропорциональных  $P_1^1(\theta)$ , или  $\sin \theta$ , приводит к наклону оси диполя. Другие члены соответствуют смещению оси диполя от центра Земли, и диполь, который лучше всего согласуется с наблюдаемым полем, смещен от центра Земли примерно на 300 км.

Отличительной чертой геомагнитного поля, проявляющейся в табл. В.1, являются вековые вариации, т. е. изменения значений отдельных коэффициентов, наблюдаемые в течение нескольких десятилетий или столетий. За период 1835—1980 гг., видимо, произошло общее уменьшение дипольного момента геомагнитного поля примерно на 7%.

Таблица В.1. Важнейшие коэффициенты Гаусса — Шмидта (в нТл) и дипольный момент  $M$  поля Земли для выбранных эпох

Эпоха	$g_1^0$	$g_1^1$	$g_2^0$	$g_2^1$	$h_1^1$	$h_1^2$	$M, 10^{22} \text{А} \cdot \text{м}^2$
1835 г. (Гаусс)	—32 350	—3110	510	2920	6250	120	8,558
1885 г. (Шмидт)	—31 740	—2360	500	2780	5980	—710	8,375
1935 г. (Вестин)	—30 662	—2129	—1086	2959	5792	—1460	8,088
1960 г. (Йенсен — Кейн)	—30 410	—2150	—1602	2960	5600	—1912	8,025
1980 г. (МЭГП)	—30 001	—1950	—2038	3035	5634	—2136	7,968

## ПРИЛОЖЕНИЕ С

### Вычисление магнитных аномалий от прямоугольных тел с произвольным направлением намагниченности

Прямоугольные плиты и призмы служат моделями интерпретации в анализе магнитных аномалий, созданных некоторыми двумерными и трехмерными телами (например, дайками, длинными плоскими телами, блоками фундамента). Тонкие прямоугольные пласти используются для аппроксимации эффектов малых разломов и рельефа фундамента. Здесь кратко описывается общий метод вычисления связанных с ними аномалий при произвольном направлении намагниченности. Мы выбираем правостороннюю систему координат с осями  $x_1, x_2, x_3$ , направленными на географический север, восток и вертикально вниз соответственно.

Магнитное поле в любой точке  $P(x_1, x_2, x_3)$ , созданное телом с объемом  $V$  и намагниченностью  $J(y_1, y_2, y_3)$ , определяется хорошо известной формулой

$$B = c \operatorname{grad}^2 \int_V J^{-1}(r) dV, \quad (\text{С.1})$$

где

$$r = \sqrt{(x_1 - y_1)^2 + (x_2 - y_2)^2 + (x_3 - y_3)^2},$$

$$c = \mu_0 / 4\pi \text{ (рис. С.1).}$$

Если предполагать, что намагниченность  $J$  однородна по всему телу, то

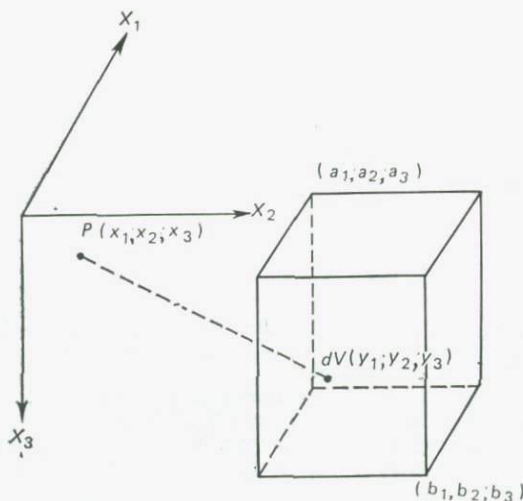


Рис. С.1.

уравнение (С.1) можно переписать в виде компонент поля, т. е.

$$B_i = c \sum_{k=1}^3 J_k T_{ik}, \quad (\text{С.2})$$

где

$$T_{ik} = \frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_k} \int_V \left( \frac{1}{r} \right) dV. \quad (\text{С.3})$$

При  $i, k=1, 2, 3$  значения  $B_i$  и  $B_k$  не нуждаются в объяснении; таким образом,

$$\begin{aligned} B_1 &= c (J_1 T_{11} + J_2 T_{12} + J_3 T_{13}), \\ B_2 &= c (J_1 T_{21} + J_2 T_{22} + J_3 T_{23}), \\ B_3 &= c (J_1 T_{31} + J_2 T_{32} + J_3 T_{33}). \end{aligned} \quad (\text{С.4})$$

Уравнение (С.3) позволяет видеть, что  $T_{ik} = T_{ki}$ . Далее, исходя из уравнения Лапласа,  $T_{11} + T_{22} + T_{33} = 0$  для внешней точки. Поэтому для оценки  $B_1, B_2, B_3$  достаточно вычислять только пять (не девять) компонент ортогонального тензора, а именно  $T_{12}, T_{13}, T_{23}$  и любые две из  $T_{11}, T_{22}, T_{33}$ .

Вычисление упомянутых выше компонент  $T_{ik}$  для случая прямоугольной призмы не связано с особыми трудностями, поскольку, применяя теорему Остроградского — Гаусса, интегралы по объему можно легко превращать в некоторое множество интегралов по поверхности, которые сравнительно просто вычислять. Ниже записываются окончательные выражения, полученные для случая призмы со сторонами, параллельными трем осям и располагающимися от  $a_1$  до  $b_1$ , от  $a_2$  до  $b_2$  и от  $a_3$  до  $b_3$  соответственно:

$$\begin{aligned} T_{11} &= \arctg \left( \frac{v_2 \omega_2}{u_1 \sqrt{\omega_2^2 + R_2}} \right) - \arctg \left( \frac{v_1 \omega_2}{u_1 \sqrt{\omega_2^2 + R_1}} \right) + \\ &+ \arctg \left( \frac{v_1 \omega_1}{u_1 \sqrt{\omega_1^2 + R_1}} \right) - \arctg \left( \frac{v_2 \omega_1}{u_1 \sqrt{\omega_1^2 + R_2}} \right) + \\ &+ \arctg \left( \frac{v_1 \omega_2}{u_2 \sqrt{\omega_2^2 + R_3}} \right) - \arctg \left( \frac{v_2 \omega_2}{u_2 \sqrt{\omega_2^2 + R_4}} \right) + \\ &+ \arctg \left( \frac{v_2 \omega_1}{u_2 \sqrt{\omega_1^2 + R_4}} \right) - \arctg \left( \frac{v_1 \omega_1}{u_2 \sqrt{\omega_1^2 + R_3}} \right), \end{aligned} \quad (\text{С.5a})$$

$$\begin{aligned} T_{12} &= \log \left( \frac{\omega_2 + \sqrt{\omega_2^2 + R_1}}{\omega_1 + \sqrt{\omega_1^2 + R_1}} \right) - \log \left( \frac{\omega_2 + \sqrt{\omega_2^2 + R_2}}{\omega_1 + \sqrt{\omega_1^2 + R_2}} \right) + \\ &+ \log \left( \frac{\omega_2 + \sqrt{\omega_2^2 + R_4}}{\omega_1 + \sqrt{\omega_1^2 + R_4}} \right) - \log \left( \frac{\omega_2 + \sqrt{\omega_2^2 + R_3}}{\omega_1 + \sqrt{\omega_1^2 + R_3}} \right), \end{aligned} \quad (\text{С.5б})$$

где  $u_1, u_2, v_1, v_2, \omega_1, \omega_2$  подставлены вместо  $x_1 - b_1, x_1 - a_1, x_2 - b_2, x_2 - a_2, x_3 - b_3, x_3 - a_3$  соответственно, а  $R_1, R_2, R_3, R_4$  — вместо  $(u_1^2 + v_1^2), (u_1^2 + v_2^2), (u_2^2 + v_1^2), (u_2^2 + v_2^2)$  соответственно.

Выражения для оставшихся компонент, а именно  $T_{22}, T_{13}$  и  $T_{23}$ , можно прямо получать из приведенных уравнений (С.5) соответствующим поворотом системы координат для каждого случая. Оценив все компоненты  $T_{ik}$ , поле в любом направлении легко рассчитать из уравнения (С.4) для любого направления вектора намагничивания.

В описанном случае три стороны прямоугольной призмы были взяты параллельными осям системы координат. Случай наклонной призмы можно

было бы описывать, поворачивая и одновременно перемещая оси, а после этого подставляя новые значения вместо координат  $x_1$ ,  $x_2$  и  $x_3$ .

Выражения для всех возможных призматических моделей непосредственно получают из формул, выведенных выше. Случаи некоторых важных моделей можно получить следующим образом.

а) Для модели вертикальной призмы бесконечной глубины формулы легко получаются из системы уравнений (С.5) простой заменой нижнего вертикального размера на бесконечность:

б) Формулы для тонкой горизонтальной плиты (прямоугольной пластины) значительно упрощаются, поскольку толщина  $\Delta h$  мала, а поэтому интегрирование по вертикальной оси проводить не обязательно. Ниже записываются окончательные выражения, полученные в этом случае для компонент  $T_{ik}$ :

$$\begin{aligned}
 T_{11} &\approx \frac{u_1 \Delta h}{x_3^2 + u_1^2} \left( \frac{v_2}{\sqrt{x_3^2 + R_2}} - \frac{v_1}{\sqrt{x_3^2 + R_1}} \right) - \\
 &\quad - \frac{u_2 \Delta h}{x_3^2 + u_2^2} \left( \frac{v_2}{\sqrt{x_3^2 + R_4}} - \frac{v_1}{\sqrt{x_3^2 + R_3}} \right), \\
 T_{22} &\approx \frac{v_1 \Delta h}{x_3^2 + v_1^2} \left( \frac{u_2}{\sqrt{x_3^2 + R_3}} - \frac{u_1}{\sqrt{x_3^2 + R_1}} \right) - \\
 &\quad - \frac{v_2 \Delta h}{x_3^2 + v_2^2} \left( \frac{u_2}{\sqrt{x_3^2 + R_4}} - \frac{u_1}{\sqrt{x_3^2 + R_2}} \right), \\
 T_{13} &\approx \frac{x_3 \Delta h}{x_3^2 + u_1^2} \left( \frac{v_2}{\sqrt{x_3^2 + R_2}} - \frac{v_1}{\sqrt{x_3^2 + R_1}} \right) - \\
 &\quad - \frac{x_3 \Delta h}{x_3^2 + u_2^2} \left( \frac{v_2}{\sqrt{x_3^2 + R_4}} - \frac{v_1}{\sqrt{x_3^2 + R_3}} \right), \\
 T_{23} &\approx \frac{x_3 \Delta h}{x_3^2 + v_1^2} \left( \frac{u_2}{\sqrt{x_3^2 + R_3}} - \frac{u_1}{\sqrt{x_3^2 + R_1}} \right) - \\
 &\quad - \frac{x_3 \Delta h}{x_3^2 + v_2^2} \left( \frac{u_2}{\sqrt{x_3^2 + R_4}} - \frac{u_1}{\sqrt{x_3^2 + R_2}} \right), \\
 T_{12} &\approx \Delta h \left( \frac{1}{\sqrt{x_3^2 + R_1}} - \frac{1}{\sqrt{x_3^2 + R_2}} + \frac{1}{\sqrt{x_3^2 + R_4}} - \right. \\
 &\quad \left. - \frac{1}{\sqrt{x_3^2 + R_3}} \right), \\
 T_{33} &= -(T_{11} + T_{22}),
 \end{aligned} \tag{С.6}$$

причем последнее соотношение подтверждается также выводом независимого выражения для компоненты  $T_{33}$ .

Эти формулы для тонкой прямоугольной пластины легко запрограммировать для цифровой ЭВМ. С помощью соответствующего суммирования таких пластин можно аппроксимировать трехмерное тело любой формы и оценить его магнитную аномалию.

в) Для наклонных пластообразных тел, таких как дайки и жилы, соответствующие формулы легко получить из уравнений (С.6) простым поворотом системы координат.

Вычисление аномалий поля производится с помощью уравнений (С.4). Значение  $B_3$  прямо дает аномалию вертикальной составляющей поля  $\Delta Z$ , а аномалию горизонтальной составляющей  $\Delta H$  можно рассчитать по  $B_1$  и  $B_2$ .

если известно склонение  $D$  магнитного поля. Аномалию полного поля  $\Delta T \ll T$  легко получить из следующего соотношения:

$$\Delta T \approx B_1 \cos D \cos I + B_2 \sin D \cos I + B_3 \sin I, \quad (C.7)$$

где  $D$  и  $I$  — склонение и наклонение поля Земли (см. рис. 4.7).

#### ПРИЛОЖЕНИЕ D

### Критерий Рэлея для конвекции

Тепловая конвекция может происходить в слое жидкости, когда он нагревается снизу, при условии, что восходящий поток тепла превышает некоторый критический предел. Количественный критерий для возможности тепловой конвекции в ньютоновской жидкости, не обладающей сжимаемостью, был выведен Дж. Рэлеем в 1916 г. Он показал, что процесс конвекции зависит от безразмерного отношения  $Ra$  (которое теперь называется *числом Рэлея*), определяемого как

$$Ra = \alpha \beta \rho g d^4 / k \eta, \quad (D.1)$$

где  $\alpha$  — коэффициент теплового расширения,  $\beta$  — градиент температуры,  $g$  — ускорение силы тяжести,  $\rho$  — плотность,  $d$  — толщина слоя,  $k$  — коэффициент теплопроводности и  $\eta$  — вязкость.

Для простой системы, такой, как однородная жидкость, нагреваемая снизу, число Рэлея, обеспечивающее начало конвекции, приблизительно равно  $10^3$ , но для того, чтобы конвекция была значительной, число  $Ra$  должно быть значительно большим ( $\approx 10^5$ ). Если считать, что мантия Земли состоит из сжимаемой жидкости, то формулу Рэлея можно применять при условии, что  $\beta$  — это разность между действительным градиентом температуры и адиабатическим градиентом (вследствие сжатия). Подставляя приемлемые значения для верхней мантии ( $\alpha \approx 2 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $\beta \approx 5 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$ ,  $\rho \approx 3500 \text{ кг}/\text{м}^3$ ,  $g \approx 10 \text{ м}/\text{с}^2$ ,  $d \approx 4 \cdot 10^6 \text{ м}$ ,  $k \approx 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $\eta \approx 10^{20} \text{ Па}\cdot\text{с}$ ), получаем значение  $Ra \approx 9 \cdot 10^4$ . В этом расчете наименее определенными являются значения  $\beta$  и  $\eta$ , которые могут отличаться от принятого в 5—10 раз. Но даже если  $\beta$  будет в 5 раз меньше, а  $\eta$  — в 10 раз больше, значение  $Ra$  легко удовлетворяет условию начала конвекции. Поэтому ясно, что конвекция в мантии возможна.

Для мантии в целом ( $d = 3 \cdot 10^6 \text{ м}$ ) приблизительные значения  $\alpha$ ,  $\rho$ ,  $g$  и  $k$  в общем те же, что и для верхней мантии, но значения  $\beta$  и  $\eta$ , вероятно, ближе к  $10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$  и  $10^{21} \text{ Па}\cdot\text{с}$  соответственно. Подстановка в уравнение (D.1) дает  $Ra \approx 5 \cdot 10^6$ , так что возможна даже сильная конвекция.

#### ПРИЛОЖЕНИЕ E

### Аналитическое продолжение потенциальных полей

Предположим, что аномалия силы тяжести  $g(x_0, y_0)$  на плоскости  $z=0$  (земная поверхность) создается неизвестным распределением масс ниже этой плоскости (рис. E.1). Тогда каким бы ни было это распределение масс в действительности, его потенциал ( $U$ ) и аномалия силы тяжести ( $g_z$ ) в любой точке верхнего полупространства ( $z \leq 0$ ) определяются из следующих уравнений:

$$U(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \iint \frac{1}{r} g(x_0, y_0, 0) dS, \quad (E.1)$$

$$g_z(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \iint g(x_0, y_0, 0) \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{r} \right) dS. \quad (E.2)$$

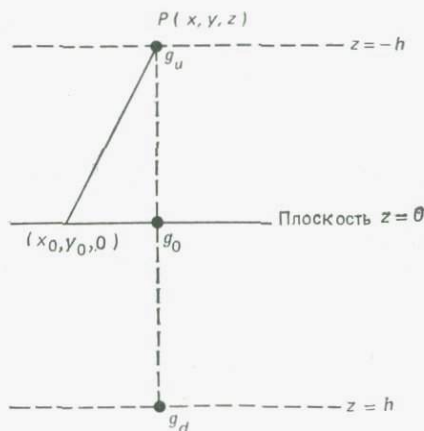


Рис. Е.1. Продолжение вверх и вниз поля силы тяжести на поверхности  $g_0$ .

На практике интегрирование по поверхности будет заменяться суммированием, в котором предполагается, что  $g(x_0, y_0, 0)$  — среднее значение наблюдаемой силы тяжести в пределах соответствующим образом выбранного элемента площади  $dS$  на земной поверхности.

Сходным образом если известна вертикальная составляющая напряженности магнитного поля  $\Delta Z(x_0, y_0, 0)$  на земной поверхности, то поле на более высоком уровне  $z$  можно рассчитать из уравнения

$$\Delta Z(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \iint \left( -\frac{z}{r^3} \right) \Delta Z(x_0, y_0, 0) dS. \quad (\text{E.3})$$

Поэтому задача вычисления поля на более высоком уровне (продолжения вверх) по известному полю на более низком уровне является прямой задачей численного интегрирования данных по поверхности.

Однако обратный процесс (продолжение вниз) является более трудной аналитической задачей и связан со сложными математическими процедурами. В простом приближении, сходном с уравнением (3.38), используется следующее соотношение:

$$g_d = 6g_0 - (g_1 + g_2 + g_3 + g_4 + g_u), \quad (\text{E.4})$$

где  $g_d$  — пересчитанное вниз значение в некоторой точке плоскости  $z=h$ ;  $g_0$  — отсчет, сделанный непосредственно над этой точкой в плоскости начала отсчета ( $z=0$ );  $g_1, \dots, g_4$  — значения в углах квадрата или на круге, охватывающем точку измерения  $g_0$ , также в плоскости  $z=0$ , и  $g_u$  — пересчитанное вверх значение силы тяжести непосредственно над точкой измерения  $g_0$ , соответствующее плоскости  $z=-h$ .

## ПРИЛОЖЕНИЕ F

### Проникновение на глубину поверхностных колебаний температуры

Чтобы исследовать, каков характер проникновения на глубину суточных, сезонных и длиннопериодных вариаций поверхностной температуры, мы принимаем, что поверхность Земли совпадает с плоскостью  $z=0$ , а ось  $z$  поло-

жительна в направлении вниз. Для колебаний температуры, распространяющихся вертикально вниз в однородном полупространстве (не содержащем источников тепла), одномерное уравнение теплопроводности имеет вид

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{k} \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (F.1)$$

где  $T$  — температура,  $t$  — время и  $k$  — коэффициент температуропроводности (см. разд. 9.2).

Решение этого уравнения имеет вид  $T = u(z)e^{i\omega t}$ . Подставив его в (F.1) и учитывая граничные условия (предполагается, что на земной поверхности, где  $z=0$ ,  $T$  изменяется как  $A \cos \omega t$ ), получим решение для  $T$ :

$$T = Ae^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z), \quad (F.2)$$

где  $\alpha = \sqrt{\omega/2k}$ .

Физический смысл этого решения состоит в том, что колебания температуры, имеющие место на поверхности, уменьшаются по амплитуде в  $e$  раз на глубине  $\lambda$ , равной  $\sqrt{2k/\omega}$ .

Если принять, что для поверхностных пород характерное значение  $k$  ( $=K/\rho C_p$ , см. (9.2)) равно  $1 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с, то найдем, что  $\lambda = 16,5$  см при частоте колебаний  $f = 1$  сут<sup>-1</sup> ( $\omega = 2\pi/1$  сут) (суточные вариации),  $\lambda = 3,2$  м при частоте  $f = 1$  год<sup>-1</sup> (годовые вариации), и  $\lambda = 3,2$  км при частоте, равной одному циклу за  $10^4$  лет.

В случае гармонических колебаний ( $T \propto A \cos \omega t$ ) максимумы и минимумы поверхностной температуры распространяются вниз со скоростью, равной  $\sqrt{2k\omega}$ . Фазовая задержка по времени  $\Delta t$  определяется выражением  $z/\sqrt{2k\omega}$ . При  $k = 1 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с, как и прежде, получаются времена задержки, представленные в табл. F.1.

Таблица F.1. Время распространения температурных колебаний в глубь Земли

Глубина $z$	Суточные вариации ( $\omega = 2\pi/1$ сут)	Годовые вариации ( $\omega = 2\pi/1$ год)	Длиннопериодные вариации ( $\omega = 2\pi/10^4$ лет)
1 м	23 ч	18 сут	5 лет
10 м		180 сут	50 лет
1 км			5000 лет

## Глоссарий

Этот короткий глоссарий ограничивается теми немногими терминами, для которых в тексте не было дано детальное объяснение. Приведенные описания следует принимать как приблизительные объяснения смысла, а не как жесткие определения. Разъяснения многих дополнительных терминов можно найти, воспользовавшись предметным указателем.

*Адиабатический градиент* — в приложении к Земле — повышение температуры с глубиной, вызванное собственным сжатием вещества Земли (без какого-либо добавочного тепла).

*Аномалия (геофизическая)* — неоднородность в наблюдаемом или теоретически рассчитанном геофизическом поле, вызванная значительным изменением некоторой физической характеристики (например, плотности, намагниченности, скорости сейсмических волн) горных пород.

*Асейсмичный* — относительно свободный от землетрясений.

*Астеносфера* — слой Земли, который лежит под литосферой и предполагается частично расплавленным.

*Батиметрия* — исследование рельефа морского дна путем измерения глубин и построения карты изобат.

*Водоносный горизонт* — пласт проницаемых пород, в котором подземные воды накапливаются и могут перемещаться к скважинам и колодцам.

*Гидротермальная деятельность* — любой процесс, происходящий с активным участием подземных вод высокой температуры.

*Глубина компенсации* — предполагаемая глубина, на которой давление вышележащих элементов земной коры становится постоянным, а ниже нее латеральные вариации плотности исчезают.

*Гондвана* — гипотетический суперконтинент, состоявший из современных континентов Южного полушария, а также полуострова Индостан.

*Горячая точка* — проявление на поверхности поднимающейся мантийной струи (плюма), характеризующееся вулканизмом, большим тепловым потоком и тенденцией к поднятию местности.

*Изостазия* — концепция гравитационного равновесия областей земной коры на основе механизма, который приводит к компенсации крупных вариаций рельефа.

*Инверсия геомагнитного поля* — обращение полярности магнитного поля Земли.

*Кимберлит* — слюдястый перидотит, обнаруженный в вулканических трубках и иногда содержащий алмазы.

*Кратон* — большая устойчивая часть континента, которая остается относительно ненарушенной процессами горообразования.

*Критическое отражение* — отражение при угле падения волны, равном критическому.

*Литификация* — постепенное превращение осадков в плотную твердую породу.

*Литосфера* — внешняя жесткая оболочка Земли, лежащая над астеносферой.

*Магнитный эпизод (ивент)* — короткий период внутри магнитной эпохи, в течение которого магнитное поле Земли имело полярность, противоположную полярности эпохи.

*Магнитная эпоха (эпоха полярности)* — период порядка миллиона лет, в течение которого магнитное поле Земли имело преимущественно одну полярность.

*Мафическая порода* — магматическая порода с низким содержанием кремнезема и высоким содержанием железа и магния.

*Мезосфера* — мощный прочный слой, лежащий ниже астеносферы и продолжающийся до подошвы мантии.

*Офиолиты* — группа мафических и ультрамафических пород, которые могут содержать следы глубоководных океанических осадков.

*Плита (тектоническая)* — один из нескольких больших блоков литосферы, который перемещается как единое жесткое целое относительно других блоков.

*Плоскость разлома* — плоскость, которая лучше всего аппроксимирует поверхность разрыва, вдоль которой произошло перемещение в горных породах.

*Плюм* — струевидное восходящее движение горячего расплавленного мантийного материала, которое, как предполагают, является глубинным источником вулканизма во внутренних частях плит.

*Поправка за зону малых скоростей* — поправка, вводимая в наблюдаемые времена прихода отраженных и преломленных волн для исключения задержки волн в слое выветрелых пород — приповерхностном слое (часто выше уровня подземных вод), характеризующемся низкой скоростью распространения упругих волн.

*Рассеянная (вкрапленная) руда* — рудное тело, в котором металл распределен в малых количествах по всей породе.

*Сейсмичность* — распределение землетрясений в пространстве и времени.

*Собственные колебания* — колебания Земли как целого на характерных низких частотах после сильного землетрясения.

*Стереографическая проекция* — графическая проекция для представления информации, связанной с направлениями.

*Субдукция* — процесс, при котором литосферная плита вдавливается в глубь Земли и повторно ассимилируется в мантию.

*Суммирование* — процедура образования составной (суммарной) записи отраженных (или преломленных) волн путем смешивания трасс с различных сейсмограмм.

*Термистор* — полупроводниковое устройство, используемое для измерения температуры. Электрическое сопротивление термистора зависит от температуры.

*Точка Кюри* — температура, выше которой материал теряет свою намагниченность.

*Хондрит* — каменный метеорит, содержащий хондры (маленькие округлые частицы, обычно из оливина и пироксена).

*Шкала Рихтера* — шкала магнитуд землетрясений, основанная на десятичном логарифме наибольшего смещения почвы.

*Эон* — самое крупное подразделение геологического времени, включающее несколько эр.

*Эра* — подразделение геологического времени продолжительностью от нескольких десятков до нескольких сотен миллионов лет. Эры делятся на периоды.

*Q (магнитное)* — отношение Кёнигсбергера.

*Q (сейсмическое)* — коэффициент добротности, характеризующий эффективность распространения сейсмических волн; обратно пропорционален произведению коэффициента поглощения на длину волны (т. е. декременту поглощения).

## Предметный указатель

- Абсолютное датирование** 17, 387  
— движение плит 441, 443, 445  
**Абсолютный ампер** 183  
**Адамса — Вильямсона уравнение** 42, 43  
**Адиабатический градиент** 413, 477  
**Аккреционные массивы** 283, 439—440  
**Акустическая жесткость** 27, 28, 81  
**Акустический каротаж (АК)** 75  
**Ампера закон** 341  
**Аналитическое продолжение потенциалных полей** 156, 162, 474  
**Анизотропия магнитная** 204  
уругая 7  
**Аномалии силы тяжести** 119, 130, 153  
*Буге см. Буге аномалия*  
в свободном воздухе 130  
изостатические 136, 142, 143  
локальные, региональные и остаточные 154—156  
от тел простой формы 147—151  
**Аномальная кора** 105, 462  
— **мантия**  
Афар 369, 370  
Исландия 462—466  
Срединно-Атлантический хребет 104—106  
— **масса** 118, 158  
**Антиферромагнетизм** 187, 188  
**Археомagnetизм** 292—295  
**Астеносфера** 40, 48, 135, 139, 141, 435, 477  
Афар (горячая точка) 366, 369, 424  
АФМАГ 349—353  
**Аэрограмметрическая съемка** 125, 161, 162  
**Аэромагнитная съемка** 157, 215—218, 233, 235, 237, 238, 240—242  
**Аэрорадиометрическая съемка** 393—396  
**Аэродекромагнитная съемка** 340, 359
- Базальт**  
магнитная восприимчивость 204  
остаточная намагниченность 200, 209—211, 275  
плотность 120  
скорость продольных волн 30  
содержание радиоактивных элементов 376, 377  
теплогенерация 409  
*Баркгаузена скачки* 189  
*Беньоффа зона см. Сейсмофокальная зона*  
**Блокирующая температура** 250  
*Буге аномалия* 130, 133, 135, 144, 152  
— поправка 128—130  
*Буллена зоны* 37
- Вариации геомагнитного поля**  
вековые 197—200, 292—294  
суточные 197, 198  
*Венера установка* 310, 311—315  
**Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) см. Электрическое зондирование**  
**Взрывная сейсмология** 18, 19, 94. *См. также Сейморазведка*  
**Визуальной записи способы** 67, 68, 70, 72  
**Виртуальный геомагнитный полюс (ВГП)** 262—263  
Волны-спутники 81  
Вторые производные магнитного поля 230  
— — поля силы тяжести 155  
**Вызванной поляризации (ВП) метод** 302, 332—337  
Выпадающий слой 94
- Габбро**  
магнитная восприимчивость 204  
остаточная намагниченность 200, 209, 276  
плотность 120  
скорость продольных волн 30  
**Гамма (единица)** 15, 183  
**Гамма-излучение** 131, 373, 376, 377, 392  
**Гамма-спектрометр** 393  
*Гаусса коэффициенты* 470  
*Гейгера счетчик* 392  
**Гематит** 120, 188, 189, 204, 248, 252, 253  
**Геодезия** 10  
**Геоид** 118  
**Геокосмогония** 10  
**Геомагнитное динамо** 200, 409  
— поле 185, 192—199, 240, 254, 468  
анализ с помощью сферических функций 468—470  
происхождение 199—201  
**Геомагнитные полюса** 195  
— элементы 192, 197  
**Геотермальная деятельность** 321, 331, 424  
**Геотермальное поле** 420  
**Геотермальные ресурсы** 420—424  
**Геотермика** 10, 415—421  
**Геотермические методы** 413, 415, 420  
**Геотермический градиент** 411, 419  
**Геофизика** общая 13  
— **прикладная** 13  
*Геофоны см. Сейсмоприемники*  
**Геохронологическая шкала** 16  
**Геохронология** 10, 14, 373, 378  
**Гидротермальная деятельность** 367, 402, 477  
**Гидрофоны** 66  
**Гистерезис** 188—190, 203  
**Глубина залегания**

- источника аномалий в гравиметрии 147—151, 158, 160, 161  
 — — в магнитной разведке 220—223, 228, 230, 242  
 — — в электромагнитных методах 349, 351, 353, 356, 363  
 сейсмической границы 69, 74, 86, 87, 91  
 — компенсации 133—138, 477  
 — проникновения  
 колебаний температуры 399, 475—476  
 сейсмических волн 89, 90  
 электрического тока 312, 316, 325  
 ЭМ-волны 343, 364
- Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) 28, 69, 98
- Глубинный исследований *см.* Глубина проникновения
- Годографы сейсмических волн 35, 84, 88
- Головные волны 84, 85
- Гондвана 281—284, 440, 477
- Горячие точки 366, 369, 407, 441—443, 477
- Гравиметры 122—125, 131, 132
- Гравитационное притяжение 116, 140
- Гравитационные аномалии *см.* Аномалии силы тяжести
- Гравитационный потенциал 115, 116
- Градиентометр *см.* Магнитные градиентометры
- Гранит  
 гравитационные аномалии 165  
 магнитная характеристика 204, 206, 209, 239—241  
 плотность 120, 165  
 происхождение 167  
 скорость продольных волн 30  
 содержание радиоактивных элементов 376, 377  
 температурный эффект 418  
 теплогенерация 409
- Границы плит 429, 433, 439  
 и процессы орогенеза 439  
 и эпицентры землетрясений 430, 433
- Гутенберга — Вихерта* граница 37
- Дайки  
 гравитационный эффект 151  
 кажущееся сопротивление 315, 317, 321, 323  
 магнитный эффект 223, 229, 233, 237, 289  
 остаточная намагниченность 209  
 радиометрический эффект 393  
 электромагнитный эффект 351
- Движущие силы тектоники плит 442
- Двухдипольная установка 310
- Деформаций тензор 21
- Деформация 21
- Диамнетизм 186
- Дилатансия 55
- Диполь магнитный 190, 219  
 — электрический 311
- Дипольная установка *см.* Двухдипольная установка
- Дипольный момент 190, 192, 219, 294, 470
- Дисперсия поверхностных волн 26, 38
- Дифракция волн 28
- Диэлектрическая проницаемость 342
- Добротность  $Q$  48, 478
- Дрейф гравиметра *см.* Смещение нуля-пункта
- континентов 277, 435  
 — механизмов 435  
 палеомагнитные доказательства 276, 279—286
- Единицы измерения 13—15
- Естественная остаточная намагниченность (NRM) *см.* Остаточная намагниченность
- Естественного поля (ЕП) метод 302, 329—333, 422—424
- Желоба 172—174, 429
- Жесткость *см.* Модуль сдвига
- Закритические отражения 28, 69, 97, 98
- Западный дрейф геомагнитного поля 198, 293, 294
- Землетрясения 32—36  
 глубокофокусные 48, 49, 52, 434  
 мелкофокусные 48, 51, 52
- Земля  
 возраст 16, 373, 384, 385  
 дипольное поле 192, 263  
 дипольный момент 194, 295, 470  
 источники тепла 408—410  
 масса 43, 114, 468  
 момент инерции 114  
 радиусы 117, 468  
 распределение скоростей 37, 40  
 — температуры 411—414  
 расширение 295  
 сжатие 117, 468  
 слоистая модель 36—40  
 средняя плотность 42—46, 114  
 тепловой поток 401—403  
 теплопроводность 399  
 физические свойства 44
- Земная кора 94—106, 143  
 движения 52, 138, 212  
 намагниченность 197, 200  
 радиоактивность 376, 408, 410  
 строение 95—101, 455, 459  
 толщина 94, 133, 137, 457
- Зеркальных отражений метод 308
- Зона Ивреа 101  
 — малых скоростей (ЗМС) 74, 101  
 — пониженных скоростей (ЗПС) 37—41, 100, 101  
 — тени 37
- Изосейсты 54
- Изостазия 133—145, 474
- Изотерма точки Кюри 197, 210, 211, 234
- Изохрона 382, 385
- Инверсия геомагнитного поля 199, 263—270, 477  
 — гравиметрических и магнитных данных 162—164
- Индуктивные методы разведки 343—359
- Исландия  
 горячая точка 424, 462  
 кора 367, 462  
 скорости продольных волн 462—464  
 электрическая модель 367  
 мантия 462—466  
 неовулканическая зона 367, 464—466  
 центр плюма 466
- Кажущееся сопротивление 307, 310—312, 323  
 в методе ВП 336  
 двухслойные кривые 313, 318  
 интерпретация карт 323—325  
 палеточные кривые 310, 317—319, 366  
 — таблицы 310  
 при магнитотеллурическом зондировании 366  
 трехслойные кривые 313, 318, 319
- Каппаметр 203
- Кёнигсбергера* отношение 209, 478
- Кимберлитовые трубки 453, 477

- Кинематическая поправка 69  
 Кислотное травление 259  
 Компенсационный метод электромагнитной разведки 355  
 Комплексирование геофизических методов 447  
 Конвекция в мантии 145, 172, 271, 410, 441, 443, 474  
*Конрада* граница 97, 100  
 Континентальная кора  
 магнетизм 211  
 состав 101  
 строение 95—101  
 температуры 412  
 теплогенерация 408, 409  
 толщина 95, 434, 435  
 Континентальные окраины  
 гравиметрические и сейсмические данные 170  
 Кордильеры 440  
 Козьцинная сила 189, 246  
 Критический угол 29, 85, 86  
*Кюри — Вейса* закон 186  
*Кюри* температура (точка) 187, 197, 209—211, 250, 478
- Лавразия 281—283  
*Лапласа* уравнение 116, 469  
 Литосфера 39, 48, 135, 139, 410, 429, 435, 477
- Магматические породы  
 магнитная восприимчивость 203, 204, 207  
 намагниченность 209—211, 236  
 Магнетит 120, 182, 203, 204, 207, 209, 237, 248, 252, 253  
 Магнитная восприимчивость 185—189, 202—205, 240  
 — проницаемость 183, 184, 342  
 — чистка 258  
 Магнитное поле Земли *см.* Геомагнитное поле  
 Магнитные аномалии 152, 197  
 морские полосовые 211—213, 267—277, 427, 436  
 от тел простой формы 219—224, 235, 471  
 структур фундамента 235, 242  
 — градиентометры 217, 218  
 — домены 187, 189  
 — полюса 194, 195  
 Магнитный диполь 190—192, 194, 268  
 — заряд 183, 184, 190, 222  
 — момент 184—186, 199, 268  
 — монополь 222  
 — потенциал 116, 183, 191  
 Магнитометры  
 аstaticкие 255  
 квантовые 216  
 протонные 215—217  
 сверхпроводящий (СКВИД) 256  
 феррозондовые 214  
 Магнитостратиграфия 290—292  
 Магнитотеллурическое (МТ) зондирование 326, 364—371, 465  
 — палеточные кривые 365, 366  
 Магнитуда землетрясения 49  
*Максвелла* уравнение 341, 342  
 Мантия Земли 37—39, 45, 138, 210  
 аномальная 172  
 вязкость 138, 141, 411  
 зона пониженных скоростей 38—40, 46  
 кривая температуры плавления 414  
 плотность 138, 142, 145  
 плумы *см.* Плюм  
 радиоактивность 408, 409  
 реология 142  
 температуры 412, 413  
 теплоперенос 410  
 Масштабирование 362  
 Международное эталонное геомагнитное поле (МЭГП) 195, 196, 218  
 Мезосфера 478  
 Метаморфические породы  
 магнитная восприимчивость 203, 204, 206  
 намагниченность 209—211  
 Метеориты 188, 384, 385  
 Механизм очага землетрясения 51  
 Миграция (сейсмических данных) 78  
 Микроплиты 283, 439, 455, 457, 459  
 Модель Земли (сейсмическая) 37, 41, 44  
 Модули упругости 21—25  
 Монте-Карло метод 44, 45  
 Морская магнитная съемка 213, 214, 218  
 Мохо 36, 94, 99, 100, 136, 457  
 в переходной зоне 170  
 под континентами 36, 95—98, 137  
 под океанами 36, 105, 137
- Наклон графиков магнитных аномалий  
 максимальный 230  
 половинный 230, 231, 242  
 прямолинейный 230, 236, 242  
 Наклонение вектора намагниченности 260, 275, 283  
 — геомагнитного поля *l* 192, 193, 292  
 Наклонные границы 73, 86  
 Намагниченности интенсивность 184  
 Намагниченности самообращение 248, 264—266  
 Намагниченность горных пород 200, 202, 211  
 индуцированная 185, 202  
 обратная 209, 237  
 остаточная *см.* Остаточная намагниченность  
 Напряжение (упругое) 20  
 Напряженный тензор 20  
 Неподольное поле 196—198, 268  
*Нееля* температура 188  
 Нескомпенсированные массы 142—146  
 Нефть 13, 64, 81, 234, 337, 367, 449  
 Нивелирование 126  
 Нормальное приращение времени *см.* Кинематическая поправка
- Обратные задачи 12, 152  
 Общей глубинной точки метод 70, 71  
 Объемной упругости модуль 22  
 ОГТ *см.* Общей глубинной точки метод  
 Океаническая кора  
 магнетизм 211  
 распределение намагниченности 276  
 строение и состав 102—106  
 субдукция 435, 439, 444  
 температуры 412  
 формирование 270, 272  
 Океанические хребты 170, 411, 429, 443  
 гравитационный эффект 170  
 сейсмичность 46, 47  
*Ома* закон 304  
 Орогенез  
 за счет аккреции микроплит 439, 440  
 на границах плит 439  
 Осадочные бассейны *см.* Осадочные породы  
 — породы  
 гравитационный эффект 170, 174  
 магнитная восприимчивость 205, 206  
 магнитотеллурические исследования 367, 369

- намагниченность 209—211, 234, 256, 289  
удельное электрическое сопротивление 343
- Осевого диполя гипотеза 254, 263, 277—279, 281, 470  
палеоклиматические данные 277—279  
палеомагнитные данные 262, 263, 277—279
- Остаточная намагниченность (NRM) 185, 189, 208, 246—254  
вязкая (VRM) 250  
идеальная (безгистерезисная) 258  
кристаллизационная (химическая, CRM) 252  
нормальная (изотермическая, IRM) 249  
океанических базальтов 211, 269, 275  
ориентационная (седиментационная, DRM) 252  
проверка стабильности 257  
пьеостаточная (PRM) 253  
термоостаточная (TRM) 250, 275  
— парциальная (PTRM) 251, 294
- Островные дуги 434, 438, 439, 444
- Отражение волн 26  
— критическое 84, 477
- Отражения коэффициент 77  
— многократные 80
- Отраженных волн метод (МОВ) 68—83
- Офиолиты 437, 459, 478
- Палеодолгота 263, 282
- Палеоклиматические индикаторы 278, 389—391
- Палеомагнетизм 246, 254  
и дрейф континентов 277—286  
и тектоника 256, 269—275, 277, 287, 288  
методика измерений 254—257
- Палеомагнитное датирование 288
- Палеомагнитные направления 260, 289
- Палеомагнитный полюс 262, 436
- Палеонапряженность геомагнитного поля 251, 294
- Палеополус 261
- Палеотемпература 389—391
- Палеоширота 263, 274, 278, 283, 295
- Пангея 277, 281, 282
- Парамагнетизм 186
- Период полураспада 374, 375
- Петротектонические ассоциации 436
- Пирит 120, 249, 359—361, 422
- Пиролит 45, 46, 444
- Плит толщина 434
- Плотностной каротаж 131
- Плотность  
горных пород 119  
Земли 42—46, 114  
определение 131  
связь со скоростью *P*-волн 30, 31, 42, 457
- Плюм 441, 465, 466, 478
- Подавления принцип 320
- Поле *B* 14, 183, 184, 186, 191  
— *F* см. Геомагнитное поле  
— *H* 14, 183—186
- Полуширина аномалии 147—149, 220—223, 356
- Полюс вращения плит 429, 432, 435  
— спрединга 429—431
- Полюса миграция 279—285
- Поляризация  
мембранная 334  
электродная 316, 333, 334  
эллиптическая электромагнитного поля 346, 348
- Поляризуемость 335—337
- Полярности эпохи 266, 267, 478
- Поправки за ЗМС 71, 478  
— к значениям силы тяжести 124, 127—129, 132  
за рельеф 128—130  
за свободный воздух 128, 130  
за широту 127  
— к магнитным данным 218—219  
за нормальное поле 218  
за суточные вариации 218  
топографическая 219  
— к температурным измерениям 415
- Пористость пород 119
- Прагга* модель изостаии 133, 136
- Предвестники землетрясений 56—63  
сейсмические 58—63
- Предсказание землетрясений 55—63
- Преломление волн 26, 84  
— критическое 29, 83, 84  
— токовых линий 308
- Преломленных волн метод (МПВ) 83—94
- Проверка на складчатость 257  
— на термическое воздействие 257, 265
- Профиль плотности 131
- Прецессионный частотный эффект (PFE) ВП 336, 337, 422
- Пуассона* коэффициент 23
- Радиоактивность горных пород 376
- Радиоактивные элементы (изотопы) 373, 376, 377, 379, 381, 392, 398
- Радиоактивный нагрев 377  
— распад 373—376
- Радиоакустический буй 65
- Радиометрическая съемка 392, 395
- Радиометрические методы определения  
возраста 378—388  
по трекам деления <sup>238</sup>U 385  
<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 381  
<sup>14</sup>C 386  
<sup>3</sup>H 387  
K — Ar 379—381, 388  
Rb — Sr 381  
U — Pb 382
- Разведка на уран 374, 393—396
- Разломы 51  
гравитационный эффект 149, 150, 169  
магнитный эффект 223, 224, 241  
сейсмическое обнаружение 90  
со смещением по падению 51  
— — по простиранию 51  
температурный градиент 333  
трансформные 212, 427—429, 443  
электрический эффект 315, 321—323, 424  
электромагнитный эффект 351, 354
- Разрыв в очаге землетрясения 51
- Распада постоянная 374  
— скорость 374
- Расширения Земли гипотеза 295
- Реконструкция палеоконтинентов 281—286
- Рифты 46, 169
- Рихтера* шкала магнитуд 49, 478
- Рок-генератор 255
- Руды  
железные 209, 234  
радиоактивные 373, 376  
сульфидные 329, 332. См. также Сульфиды
- Рэлея* критерий 474
- Рэлея* число 411, 474
- Свертка 75, 77
- Сверхдлинноволновые методы 352
- Сдвига модуль 23
- Сейсмические источники 64
- Сейсмический разрез  
временной 73, 79, 82

- глубинный 81, 82, 450
- Сейсмическое профилирование 68—73
- вертикальное (ВСП) 6
- на море 65, 66, 106
- Сейсмичность 46, 60—63, 462, 478
- Скандинавии 49
- Сейсмограмма 34, 70
- синтетическая 77, 81
- Сейсмографы 33
- Сейсмокартаж 75
- Сейсмология 10, 18, 32, 94
- Сейсмомагнитные аномалии 253
- Сейсмоприемники 66, 69
- Сейсморазведка 19, 63—94
- Сеймостратиграфия 6
- Сейсмофокальная зона 48, 434, 435
- Сила тяжести 113
- абсолютные измерения 121, 130
- на земной поверхности 117
- относительные измерения 122, 130
- Скин-слоя толщина 343
- Скин-эффект 316
- Склонение вектора намагниченности 260
- геомагнитного поля  $D$  192, 193
- Скорости вращения плиты 432
- Скорость сейсмических волн 24, 25, 434
- в горных породах 30, 82, 102
- в Земле 36—40, 44, 96, 434
- связь с плотностью 30, 31, 42, 457
- спрединга 271, 431, 432, 436
- Слингграм (метод) 358—360
- Слой с низкой скоростью 93
- Смещение нуля-нуль (гравиметра) 123—125
- Смещенные массивы *см.* Аккреционные массивы
- Снеллиуса* закон 26, 29
- Собственные колебания Земли 40, 478
- Соляные структуры 371, 448
- аномалии силы тяжести 151, 159—162, 165, 168, 174, 417
- плотность
- сейсмическое обнаружение 72, 91, 161, 448
- температурный эффект 417, 419
- Сопротивлений метод 315, 340
- картирование горизонтально-слоистых разрезов 313, 317—321
- вертикальных структур 321—323
- палеточные кривые 317—319
- Спектр сейсмических колебаний 19
- Спектральный анализ магнитных данных 233
- Спрединг морского дна 269—274, 427, 436
- Срединно-Атлантический хребет 145, 429, 443
- аномалия силы тяжести 172
- зоны разломов 430
- разрез коры 104
- сейсмичность 430
- Срединно-океанические хребты *см.* Океанические хребты
- Статические поправки *см.* Поправки за ЗМС
- Стереографическая проекция 478
- Столкновения плит 282, 439
- Субдукция 145, 438, 440, 444, 462, 478
- Сульфиды 329, 332, 415
- вкрапленные (рассеянные) 337, 354, 478
- массивные 340, 342, 353, 354, 359
- Суммирование сейсмических записей 71, 478
- Сцинтилляционный счетчик 392
- Тектоника плит 48, 427—445
- Теллурические токи 364
- Температуропроводность 400, 476
- Температуры аномалии 416
- градиент 399, 401, 412, 418—421
- измерение 401, 411, 415
- Тепла источники 398, 409
- Тепловой поток 399, 401
- аномальный 407
- в океанах 401—405, 410
- и возраст земной коры 403—406
- и поле естественного пара в Лардердело 420
- на континентах 401—409
- средний 403, 407
- Теплогенерация 408, 419
- в горных породах 406, 408, 409
- в коре 408—410
- в мантии 409, 410
- в ядре 409
- радиоактивными элементами 377, 405, 406, 408
- Теплопроводности уравнение 476
- Термальные воды 408, 417, 420—424
- Термистор 401, 415, 478
- Термическая чистка 258
- Термические методы *см.* Геотермические методы
- Термограммы 419
- Терморазведки методы 413—419. *См. также* Геотермические методы
- Турам (метод) 356
- Углеводородов обнаружение 81
- Удельная проводимость 303, 342
- теплопроводность 399—401
- Удельное электрическое сопротивление 302, 337, 365
- истинное 307, 312, 323
- кажущееся *см.* Кажущееся сопротивление
- пород и минералов 303, 304
- Удупления геоида 119, 145
- Упругие волны 24—26
- дифрагированные 28
- Лява 25, 38
- обменные 6
- объемные 24
- поверхностные 25, 35, 36, 39
- поперечные 6, 7, 35, 36, 39
- продольные 24, 34, 36
- Рэля 25, 38
- Упругой отдачи теория 51, 52
- Уран 375—377, 382—385, 393, 395, 396
- Фазовые переходы в мантии 413
- Фанерозой 16, 387
- Фарадея* закон 341, 345
- Фенноскандия 138, 386
- Ферромагнетизм 187, 202, 247
- Ферромагнетизм 186—190, 210, 246
- паразитный 188, 202, 247
- Форша* граница 97, 98, 100
- Форшоки 58, 60, 61
- Фундамент
- магнитное картирование 225—228, 231—236, 240
- по гравиметрическим данным 174—177
- электромагнитный эффект 354
- Хондрит 409, 478
- Хронологическая шкала 14
- геомагнитной полярности 267, 273
- декембрия 16, 388
- фанерозоя 16, 387
- Хронология инверсий геомагнитного поля 266—268, 272—274

- Шлюмберже** установка 310, 311, 320
- Эйри** модель изостазии 134, 136—138
- Эквивалентности принцип 320, 321, 328
- Эквипотенциальные поверхности 115, 118
- Эклогит 45, 46, 120, 376, 444
- Электрические методы в разведке на геотермальные ресурсы 421—424
- потенциалы 302—309
- Электрическое зондирование 311—314, 324—329, 423
- глубинное 311, 325—329
- установкой Веннера 312—314, 317
- Шлюмберже 312—314, 318, 454, 455
- сопротивление и подготовка землетрясения 58
- Электродные установки 307, 310
- Электроды
- потенциальные 307, 310, 311
- токовые 305—307, 310, 311
- Электромагнитные методы в разведке на геотермальные ресурсы 421
- Электромагнитных методов классификация 347
- магнитотеллурический метод 347
- методы измерения амплитуды и фазы 347, 355—362
- — угла наклона 347—355, 363
- с движущимся источником и приемником 347, 358
- с искусственным и естественным источником 340, 347
- с неподвижным источником 347, 348
- полей составляющие
- квадратурная (мнимая) 345, 354, 358, 361
- синфазная (действительная) 345, 354, 358, 361
- Электропрофилирование 314
- установкой Веннера 314, 315, 322, 323
- Шлюмберже 314, 315
- Энергия землетрясений 49
- Эон 16, 478
- Эра 16, 478
- Юнга** модуль 21
- Ядро** Земли 37—39,
- как источник геомагнитного поля 200, 201, 409
- плотность 43—45
- состав 45
- температуры 413, 414

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора перевода . . . . .	5
Предисловие . . . . .	8
Глава 1. Введение . . . . .	10
1.1. Связь геофизики с геологией . . . . .	11
1.2. Области применения геофизических методов . . . . .	12
1.3. Единицы измерения, использованные в книге . . . . .	13
1.4. Геохронологическая шкала . . . . .	14
Глава 2. Сейсмические методы . . . . .	18
2.1. Введение . . . . .	18
2.2. Основы теории распространения сейсмических волн . . . . .	19
2.3. Скорости сейсмических волн в горных породах . . . . .	29
2.4. Сейсмология и строение Земли . . . . .	32
2.5. Сейсмичность и сеймотектоника . . . . .	46
2.6. Дилатансия и предсказание землетрясений . . . . .	55
2.7. Методы сейморазведки . . . . .	63
2.8. Сейсмические исследования земной коры . . . . .	94
Глава 3. Гравиметрические методы . . . . .	112
3.1. Введение . . . . .	112
3.2. Основные принципы . . . . .	113
3.3. Измерения силы тяжести и введение поправок в данные . . . . .	121
3.4. Изостазия и толщина земной коры . . . . .	133
3.5. Аномалии силы тяжести, создаваемые телами простой формы . . . . .	147
3.6. Анализ и интерпретация гравиметрических данных . . . . .	152
3.7. Аномалии силы тяжести и геологические структуры . . . . .	164
Глава 4. Магнитные методы . . . . .	181
4.1. Введение . . . . .	181
4.2. Основные понятия и определения . . . . .	182
4.3. Магнитное поле Земли . . . . .	192
4.4. Намагниченность горных пород . . . . .	202
4.5. Магнитная характеристика континентов и океанов . . . . .	209
4.6. Методика выполнения магнитных съемок . . . . .	213
4.7. Интерпретация данных магниторазведки . . . . .	219
4.8. Геологическое картирование по магнитным данным . . . . .	234
4.9. Применение аэромагнитной съемки в региональной геологии . . . . .	241
Глава 5. Палеомагнитные методы . . . . .	246
5.1. Введение . . . . .	246
5.2. Остаточная намагниченность в минералах и породах . . . . .	246
5.3. Методика палеомагнитных исследований . . . . .	254

5.4. Инверсии геомагнитного поля . . . . .	263
5.5. Палеомагнетизм морского дна . . . . .	269
5.6. Палеомагнитные доказательства дрейфа континентов . . . . .	276
5.7. Применение палеомагнетизма для решения других задач . . . . .	287
<b>Глава 6. Электрические методы . . . . .</b>	<b>302</b>
6.1. Введение . . . . .	302
6.2. Удельное сопротивление горных пород и минералов . . . . .	303
6.3. Законы протекания тока в Земле . . . . .	304
6.4. Расположение электродов и методика полевых работ . . . . .	310
6.5. Приборы для исследований методом сопротивлений . . . . .	315
6.6. Применение и интерпретация данных метода сопротивлений . . . . .	316
6.7. Глубинные геоэлектрические зондирования . . . . .	325
6.8. Другие электрические методы . . . . .	329
<b>Глава 7. Электромагнитные методы . . . . .</b>	<b>340</b>
7.1. Введение . . . . .	340
7.2. Элементарная теория . . . . .	341
7.3. Классификация электромагнитных методов . . . . .	347
7.4. Методы измерения угла наклона . . . . .	348
7.5. Методы измерений амплитуды и фазы . . . . .	355
7.6. Интерпретация электромагнитных данных . . . . .	362
7.7. Магнитотеллурический метод глубинного зондирования . . . . .	364
<b>Глава 8. Радиометрические методы . . . . .</b>	<b>373</b>
8.1. Введение . . . . .	373
8.2. Основные представления о радиоактивном распаде . . . . .	373
8.3. Радиоактивность горных пород . . . . .	376
8.4. Нагрев за счет радиоактивности . . . . .	377
8.5. Радиометрические методы определения возраста . . . . .	378
8.6. Фанерозойская хронологическая шкала . . . . .	387
8.7. Хронология докембрия . . . . .	388
8.8. Изотопы кислорода и палеоклиматы . . . . .	389
8.9. Выполнение радиометрических съемок . . . . .	392
<b>Глава 9. Геотермические методы . . . . .</b>	<b>398</b>
9.1. Введение . . . . .	398
9.2. Термические свойства горных пород . . . . .	399
9.3. Тепловой поток Земли . . . . .	401
9.4. Теплогенерация и теплоперенос в Земле . . . . .	408
9.5. Температуры внутри Земли . . . . .	411
9.6. Методы терморазведки . . . . .	413
9.7. Разведка геотермальных ресурсов . . . . .	420
<b>Глава 10. Геофизика в применении к тектонике плит . . . . .</b>	<b>427</b>
10.1. Введение . . . . .	427
10.2. Основные элементы теории тектоники плит . . . . .	427
10.3. Главные плиты, выделяемые на поверхности Земли . . . . .	431
10.4. Сейсмические подтверждения модели литосферных плит . . . . .	432
10.5. Реконструкции палеолит . . . . .	435
10.6. Модели орогени с позиций тектоники плит . . . . .	437
10.7. Орогенез за счет аккреции микроплит . . . . .	439
10.8. Горячие точки и абсолютные движения плит . . . . .	440
10.9. Механизмы движения плит . . . . .	442
<b>Глава 11. Комплексные геофизические исследования . . . . .</b>	<b>447</b>
11.1. Введение . . . . .	447
11.2. Комплексные геофизические наблюдения при разведке полезных ископаемых . . . . .	447

11.3. Исследования строения земной коры в районах со сложной тектоникой . . . . .	455
Приложения . . . . .	468
Приложение А. Численные данные, имеющие отношение к Земле	468
Приложение В. Использование сферических функций для анализа геомагнитного поля . . . . .	468
Приложение С. Вычисление магнитных аномалий от прямоугольных тел с произвольным направлением намагниченности	471
Приложение Д. Критерий Рэлея для конвекции . . . . .	474
Приложение Е. Аналитическое продолжение потенциальных полей	474
Приложение Ф. Проникновение на глубину поверхностных колебаний температуры . . . . .	475
Глоссарий . . . . .	477
Предметный указатель . . . . .	479

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и др. просьба присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, изд-во «Мир».

Научное издание

П. В. Шарма

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ  
В РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

Заведующий редакцией В. В. Герасимовский  
Старший научный редактор В. А. Пантаева  
Художник М. В. Жиулов  
Художественный редактор А. Я. Мусин  
Технический редактор И. И. Володина  
Корректор А. Ф. Рыбальченко

ИБ № 6733

Сдано в набор 25.10.88. Подписано к печати 02.03.89. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Печать высокая. Гарнитура Литературная. Объем 15,25 бум. л. Усл. печ. л. 30,5. Усл. кр.-отг. 30,5. Уч.-изд. л. 32,98. Изд. № 5/5857. Тираж 1700 экз. Зак. 616. Цена 6 р. 90 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» В/О «Совэкспорткнига»  
Государственного комитета СССР по делам  
издательств, полиграфии и книжной торговли.  
129820, ГСП, Москва, И-110,  
1-й Рижский пер., 2.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете СССР по делам  
издательств, полиграфии и книжной торговли.  
113105, Москва, Нагатинская ул., д. 1.

5138