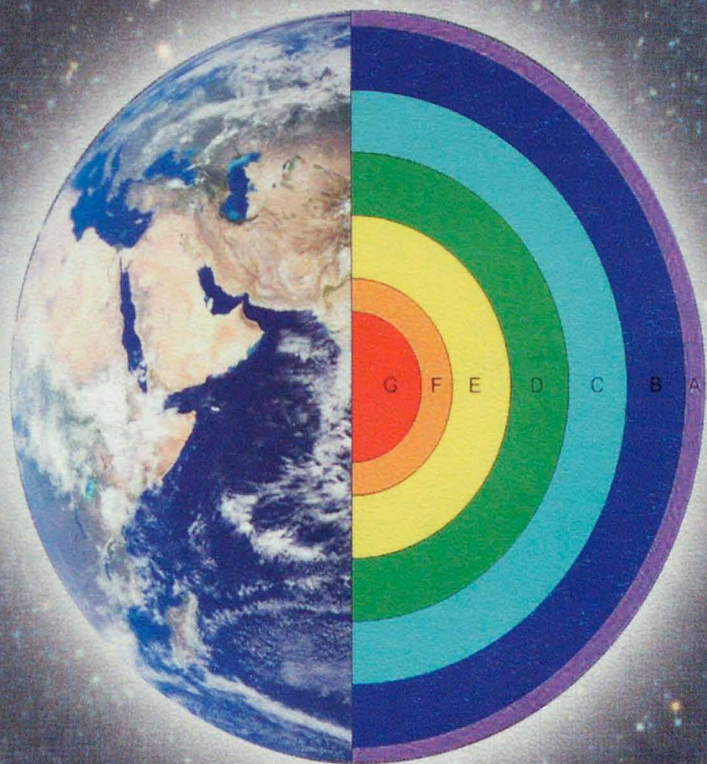


3

05 - 27

454

# ФИЗИКА ЗЕМЛИ



Учебное пособие

Екатеринбург 2005

Федеральное агентство по образованию

Государственное образовательное учреждение  
высшего профессионального образования  
«Уральский государственный горный университет»

3

05 - 27

454



С. Н. Кашубин, В. Б. Виноградов,  
А. В. Кузин, В. В. Филатов

## ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Утверждено Редакционно-издательским советом университета  
в качестве учебного пособия для бакалавров  
направления 553200 – «Геология и разведка полезных ископаемых»

Под редакцией профессора В. В. Филатова

2-е издание, исправленное и переработанное

Екатеринбург – 2005

05-2777-90

05/1  
4/2/01

Ф 48

Ф 48 **Физика Земли** / Кашубин С. Н., Виноградов В. Б., Кузин А. В., Филатов В. В. / Под ред. В. В. Филатова. Учебное пособие для бакалавров. 2-е издание, исправленное и переработанное. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 188 с.

ISBN 5-8019-0061-6

В учебном пособии изложены основы современных данных о происхождении, глубинном строении, составе Земли и ее положении в Солнечной системе. Приведены сведения о естественных физических полях Земли, даны основные характеристики ее оболочек. Рассмотрены планетарные геологические процессы, и дан краткий обзор современных гипотез геологического развития Земли. В приложениях приведены численные значения основных параметров Земли и физических констант, представляющих интерес для геологов и геофизиков.

Учебное пособие предназначено для студентов вузов, обучающихся по направлению 553200 – «Геология и разведка полезных ископаемых», ориентирующихся для обучения по специальностям 080100 – «Геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых», 080200 – «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», 80300 – «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания», 080600 – «Прикладная геохимия, петрология, минералогия», 080700 – «Технология и техника разведки МПИ».

Рис. 110. Табл. 19. Прил. 4. Библ. 43 наим.

**Рецензент** – Н. В. Шаров, зав. лаб. геофизики Карел.НЦ РАН, д-р геол.-минерал. наук, профессор Петрозавод. госуниверситета

Печатается по решению Редакционно-издательского совета  
Уральского государственного горного университета



2005175747

ISBN 5-8019-0061-6

- © Уральская государственная горно-геологическая академия, 1998
- © Кашубин С. Н., Виноградов В. Б., Кузин А. В., 1998
- © Уральский государственный горный университет, 2005
- © Кашубин С. Н., Виноградов В. Б., Кузин А. В., Филатов В. В., 2005, с исправлениями

## ВВЕДЕНИЕ

Любознательность — это имманентное свойство человека, дарованное ему природой, чтобы он мог постичь ее и себя в ней; свойство более важное и ценное, чем зрение, слух, осязание, обоняние и вкус. Человек не перестает быть любознательным, даже став слепым или глухим, потому что любознательность будит мысль, посредством которой человек проникает в такие глубины, дали и выси, куда нет доступа оку. Шарообразность Земли была установлена Аристотелем не зрительно, а умозрительно.

Из смотрящих ввысь выходят звездочеты и астрономы, из смотрящих вдаль мореплаватели и путешественники, из смотрящих вглубь — рудознаты, геологи и геофизики.

В Космос человек проник на сотни миллионов световых лет, за часы облетает земной шар, а в земную твердь непосредственно смог погрузиться всего на 12 с небольшим километров.

Земля — дом человечества или, как поэтично сказал основоположник космонавтики К. Э. Циолковский, колыбель человечества, все еще остается «терра инкогнита» — земля неизвестная, хотя человек стал изучать ее с тех пор, как осознал себя. Но до сих пор наши представления о том, по какому плану и как устроена Земля, остаются приблизительным и не выходят за рамки многочисленных гипотез. Наиболее плодотворное изучение внутреннего строения Земли началось в первые десятилетия XX века путем исследования ее физических полей.

Земля в целом как физическое тело вместе с ее физическими полями стала объектом изучения в самостоятельном разделе геологической науки, получившем название «Физики твердой Земли» и равнозначном ему «Физики Земли».

Физика Земли была отнесена к фундаментальным наукам, поскольку под нею, по определению В. А. Магницкого, стали «понимать тот раздел теоретической геофизики, который занимается изучением физического состояния и физических свойств материала твердой Земли в целом и крупных ее частей, а также рассматриваются физические и физико-химические процессы, протекающие в недрах земного шара и обусловившие современную структуру нашей планеты».

По этой причине учебная дисциплина «Физика Земли» была внесена в 50-е годы прошлого века в планы подготовки по геофизической и геологической специальностям только в университетах. К концу 80-х годов стало очевидным, что физика Земли имеет важное значение для решения прикладных задач с изучением литосферы (тектоносферы), т. е. верхних оболочек Земли — коры и верхней мантии. С этого времени «Физику Земли» стали изучать студенты высших технических учебных заведений горно-геологического профиля.

\* Магницкий В. А. Основы физики Земли. М.: Геодезиздат, 1953. С. 7.

Несмотря на то, что «Физика Земли» преподается в вузах уже более полувека, до последнего времени эта дисциплина не была обеспечена учебниками с грифом Министерства образования; не было выработано и методологических основ для написания такого учебника. В качестве учебной литературы преподаватели и студенты использовали либо многочисленные монографии отечественных и зарубежных авторов, начиная с упомянутого выше учебного пособия В. А. Магницкого (переиздано в 1965 г.), либо внутривузовские учебные пособия.

Первый учебник по «Физике Земли» на русском языке был написан профессором Национальной горной академии Украины (бывший Днепрпетровский горный институт им. Ф. А. Артема) К. Ф. Тяпкиным<sup>1</sup>. Стиль в котором написан учебник, близок к многографическому. Ему присущ высокий теоретический уровень, лаконизм, минимум пояснений, дискуссионность в изложении материала, очень большой библиографический список. Это идеальный учебник, рассчитанный на идеальных студентов, скорее магистерско-аспирантского, чем бакалаврского и инженерного уровней.

Настоящее учебное пособие, предназначенное для бакалавров, выходит вторым изданием. Оно написано на основе курсов лекций, которые авторы читают на протяжении ряда лет для студентов третьего курса различных специальностей в Уральском государственном горном университете. Поэтому содержание учебного пособия индифферентно к специальностям и специализациям, по которым обучаются студенты; пособие дает общее представление о современном состоянии проблем физики Земли в рамках государственного образовательного стандарта по этой дисциплине. Более углубленно в математическом отношении в пособии изложены те разделы, по которым студенты выполняют практические работы; это касается геохронологии, сейсмичности и теплового поля.

Работа над пособием была распределена между авторами следующим образом: Кашубиным С. Н. написаны главы 1 и 2; Виноградовым В. Б. – главы 5 и 6; Кузиным А. В. – главы 7, 9, 10 и 11; Филатовым В. В. – введение, раздел 3 главы 1, главы 3, 4 и 8.

Авторы понимают, что написанное ими учебное пособие имеет немало недостатков, что путь к совершенству долг и труден. Поэтому будут благодарны всем, кто выскажет им свои конструктивные замечания по структуре и содержанию книги, чтобы они могли их учесть в следующем издании.

<sup>1</sup> Тяпкин К. Ф. Физика Земли. Киев: Вища школа, 1998.

## Глава 1. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ И СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

Основные современные представления о внутреннем строении Земли сформировались к середине XX века из измерений геофизических полей и физических свойств на поверхности Земли; измерений вращения и движений, при помощи которых могут быть рассчитаны моменты инерции, из периода свободных колебаний Земли и, главным образом, из измерений скоростей распространения сейсмических волн (преимущественно вызываемых землетрясениями) при прохождении через Землю. Однако первыми шагами к определению значений плотности и связанных с ней физических свойств недр Земли были исследования размеров Земли, ее формы и массы, берущие начало в глубокой древности.

### 1.1. Форма, размеры и масса Земли

Если опустить период в развитии представлений о форме Земли как о выпуклом блюде, окруженном течением Океана, и более ранние аналогичные представления, то, по-видимому, наиболее древними упоминаниями о сферической форме Земли и ее размерах можно считать работы античных авторов. Аристотель (384-322 гг. до н. э.) в своей книге «О небе» писал: «Более того, те математики, которые пытались вычислить длину окружности Земли, утверждают, что она равна 400000 стадиям (1 стадия равна 178,6 м). Это указывает не только на то, что Земля имеет сферическую форму, но и на то, что она невелика по сравнению с небесными светилами». Остается неизвестным, каким образом была получена оценка длины окружности Земли ( $L$ ). Возможно, она явилась результатом измерений высоты объектов при удалении их за горизонт на море. Нужно сказать, что эта оценка  $L$ , на которую ссылается Аристотель, приблизительно в два раза превышает правильное значение.

Самое древнее из известных описаний метода оценки  $L$  оставил Эратосфен (около 276-194 гг. до н.э.). Во время летнего солнцестояния он измерил разность высот Солнца в полдень в Сиене (современный Асуан) и Александрии и получил, что она равна  $1/50$  от  $360^\circ$  (как теперь известно, широты и долготы Асуана и Александрии равны соответственно  $24^\circ 6'$  с. ш.,  $32^\circ 51'$  в. д. и  $31^\circ 9'$  с. ш.,  $29^\circ 53'$  в. д.). Эратосфен пренебрег малой разностью долгот этих двух городов и принял расстояние между ними равным 5000 стадиям. Таким образом он установил, что  $L = 250000$  стадий (рис. 1.1). Оценка Эратосфена была верна с точностью до 25 %.

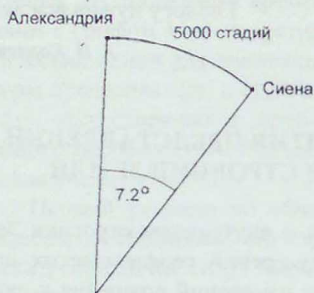


Рис. 1.1. Оценка длины окружности Земли Эратосфеном

В это время главное внимание уделялось улучшению измерений расстояний на поверхности Земли, а позднее – совершенствованию астрономических измерительных приборов. Уже в 1669 г. Ж. Пикар, используя телескоп для измерения углов, из наблюдений звезды в созвездии Кассиопеи пришел к оценке длины дуги в  $1^\circ$  вдоль меридиана вблизи Парижа, равной 111,2 км, что с точностью до 0,1 % совпадает с результатами современных измерений. Таким образом, размеры Земли были установлены достаточно надежно, что позволило бы оценить среднюю плотность вещества Земли, если бы в то время была известна ее масса. Кроме того, при измерениях на поверхности Земли начали выявляться некоторые эффекты сплюснутости Земли в результате ее вращения.



И. Ньютон

Настоящий прорыв в изучении Земли связан с работами И. Ньютона (1643-1727) и его современников. Опубликовав в 1687 году «Математические начала натуральной философии», где изложен закон всемирного тяготения, И. Ньютон тем самым заложил фундамент динамического изучения формы и строения Земли в отличие от прежних исследований, носивших в основном геометрический характер. Из сформулированного им закона всемирного тяготения, согласно которому сила  $F$  взаимного притяжения материальных точек с массами  $m_1$  и  $m_2$ , находящихся на расстоянии  $r$  друг от друга,

$$F = km_1m_2/r^2, \quad (1.1)$$

где  $k$  – гравитационная постоянная. В последующем были составлены выражения для напряженности гравитационного поля, создаваемого различными

В дальнейшем греческие (Птоломей – около 100-161 гг. н. э.), китайские (И-Синь – 683-727 гг. н. э.) и арабские (Ибн Юнис – около 1000 г. н. э.) астрономы по измерениям длины теней предметов, освещаемых Солнцем, и высот Полярной звезды в дни солнцестояния и равноденствия неоднократно уточняли оценку  $L$ .

Следующий этап по определению размеров Земли приходится на время после кругосветного путешествия Ф. Магеллана (1519-1521), когда сферичность Земли получила всеобщее признание.

распределениями масс, в том числе и Землей. Для точек на поверхности Земли массой  $M$  и радиуса  $a$  напряженность гравитационного поля  $g$  (сила, действующая на частицу единичной массы, или ускорение, с которым будет двигаться частица, не испытывающая других воздействий), согласно (1.1):

$$g = kM/a^2. \quad (1.2)$$

После того как путем наблюдений определили значения  $a$  и  $g$ , тотчас же удалось оценить произведение  $kM$  и, таким образом, сделать важный шаг к оценке массы  $M$  и средней плотности Земли.

Если известно  $kM$ , то значения  $k$  и  $M$  по отдельности можно найти из любого эксперимента, в котором определяется одна из этих величин. Для этого И. Ньютон предложил два метода: 1) измерение в лаборатории притяжения, возникающего между двумя телами, для прямого определения  $k$ , 2) измерение отклонения линии отвеса в сторону горы, массу которой  $M'$  можно рассчитать для оценки отношения  $M/M'$ .

И. Ньютон заметил также, что открытый им закон позволяет сравнить массы и средние плотности Солнца, Земли и некоторых других планет, если использовать наблюдения за движением их спутников. Таким способом ему удалось определить отношения масс и средних плотностей нескольких объектов Солнечной системы, но не их абсолютные величины.

Более того, применив данное Х. Гюйгенсом (1629-1695) в 1673 году объяснение центробежной силы и опираясь на предположение о суточном вращении Земли (разработанном Н. Коперником (1473-1543) в 1530-1543 гг. и получившем полное признание во времена И. Ньютона, хотя наглядные доказательства вращения Земли вокруг своей оси, такие, как маятник Ж. Б. Л. Фуко (1819-1868), появились значительно позже – в 1851 г.), И. Ньютон попытался оценить эллиптичность, или сжатие Земли. К этому времени астрономы уже использовали маятниковые часы и обнаружили, что часы, верно отсчитывающие время в Париже ( $49^\circ$  с. ш.), отстают примерно на 2,5 минуты в сутки в Кайенне ( $5^\circ$  с. ш.). Это также послужило для И. Ньютона исходными данными для уточнения сделанных им оценок сплюснутости Земли.

В посленьютоновский период целый ряд ученых, отталкиваясь от его идей, добились поистине выдающихся результатов в изучении Земли и определении ее свойств. В 1737-1740 гг. П. Буге в Перу осуществил эксперименты по измерению отклонений отвеса на склоне горы и изменению длин секундных маятников\*\*, расположенных на различной высоте в высокогорных усло-

\* Улучшенные оценки  $kM$  получаются, если использовать модели Земли, в которых наряду с другими факторами учитывается вращение вокруг своей оси и возникающее вследствие этого экваториальное вздутие.

\*\* Маятник, период колебаний которого равен 1 с.



виях. При этом ему удалось установить, что большая горная масса оказывает измеримое влияние на малую массу и что Земля имеет гораздо большую среднюю плотность, чем средняя плотность Кордильерских гор. В 1743 г. А. Клеро (1713-1765) опубликовал работу по теории фигуры Земли, в которой вывел закон изменения  $g$  с широтой. В 1798 г. Г. Кавендиш (1731-1810), используя крутильные весы и следуя предложенному И. Ньютоном подходу, определил гравитационную постоянную, массу и среднюю плотность Земли.

Таким образом, к началу XIX века средняя плотность Земли была известна с точностью до 1%; теория тяготения стала применяться для решения ряда проблем при изучении вращающейся Земли; геодезия поставлена на научную основу, и с хорошей точностью было определено сжатие Земли. Большое число работ конца XIX и первой половины XX века было посвящено улучшению количественных деталей в свете астрономических наблюдений, которые теперь становились все более совершенными. Начиная с момента освоения Космоса (с 1957 г.), данные о форме, размерах, моментах инерции и других физических свойствах Земли стали уточняться как по наблюдениям за орбитами искусственных спутников Земли, так и наблюдениями с этих спутников.

В 1964 году Международный астрономический союз принял в качестве стандартных ряд значений, касающихся размеров и других параметров Земли, которые впоследствии Международный союз геодезии и геофизики постановил считать частью «Геодезической системы отсчета 1967»:

Экваториальный радиус	$a = 6378,16$ км
Полярный радиус	$c = 6356,18$ км
Радиус равновеликого шара	$a = 6371$ км
Сжатие Земли	$\alpha = \frac{a - c}{a} = \frac{1}{298,25} = 3,3529 \cdot 10^{-3}$
Масса	$M = 5,976 \cdot 10^{24}$ кг
Средняя плотность	$\sigma = 5,517$ г/см <sup>3</sup>

Другие параметры и некоторые постоянные, представляющие интерес для геологии и геофизики, приведены также в приложениях 1 и 2.

## 1.2. Земной магнетизм

О существовании магнетизма человечеству известно примерно с 800 г. до нашей эры. В различных сочинениях греческих авторов имеются ссылки на «таинственный камень», обладающий замечательным свойством притягивать к себе железо.

О применении европейцами компаса впервые говорится в сочинении английского монаха Александра Некэма, опубликованном в 1187 г.

Самым ранним европейским трактатом о магните и его свойствах являются письма П. Перегринна некоему Сигеру в 1269 г. В этом сочинении

П. Перегрин излагает все известные в его время свойства магнита и дает впервые названия полюсов магнита.

Новым шагом в познании земного магнетизма явилось открытие Х. Колумбом (1451-1506) в 1492 г. (во время его плавания из Европы в Америку) магнитного склонения – отклонение магнитной стрелки от направления на север. В 1510-1544 гг. Г. Гартман, измеряя склонения в Риме, установил, что магнитная стрелка отклоняется не только в горизонтальной плоскости, но и в вертикальной.

Следующим знаменательным шагом в развитии науки о земном магнетизме нужно считать появление в 1600 г. книги У. Гильберта (1544-1603) «О магните, магнитных телах и о большом магните – Земле». В этой работе впервые дается теоретическое представление о причинах земного магнетизма, которое и в настоящее время не утратило своего значения. У. Гильберт высказал предположение, что Земля представляет собой магнит, полюсы которого совпадают с географическими полюсами, подтверждая его опытами с намагниченным железным шаром. У. Гильберт впервые показал, что причину земного магнетизма следует искать не вне, а внутри Земли.

До 1634 г. все исследователи предполагали, что магнитное поле меняется только от места к месту, и для определенного пункта оно неизменно. В 1634 г. Г. Геллибранд произвел определение склонения в Лондоне и нашел его равным  $4^{\circ}6'$ , а определения, сделанные В. Борроу и Л. Норманном в 1580 г., давали значение  $11^{\circ}15'$ . Этот факт показал, что магнитное склонение за 54 года претерпело настолько значительные изменения, что их нельзя было приписать ошибкам наблюдений, и поэтому пришлось признать факт постепенного его изменения со временем. Таким образом, были открыты вековые, а затем и более высокочастотные вариации магнитного поля.

До конца XVIII в. все наблюдения земного магнетизма ограничивались измерениями склонения и наклонения. Лишь в 1785 г., когда Ш. Кулон (1736-1806) предложил способ измерения вращающего момента, появилась возможность разработки метода измерения напряженности магнитного поля. Он был применен самим Ш. Кулоном и сразу же стал широко использоваться в различных экспедициях при производстве магнитных измерений. Он заключался в определении периода качания магнита и поэтому мог давать лишь относительные значения напряженности поля.

В 1839 г. появилась классическая работа К. Гаусса (1777-1855) «Напряженность земной магнитной силы, приведенная к абсолютной мере». В ней К. Гаусс дал теоретические обоснования метода измерения горизонтальной составляющей в абсолютных единицах и разработал технику эксперимента. Через 7 лет К. Гаусс опубликовал работу «Общая теория земного магнетизма», в которой, отказываясь от всяких гипотез, допустив лишь, что источники земного магнетизма лежат внутри Земли, представил магнитный потенциал для любой точки на поверхности земного шара как функцию координат: широты и долготы, разложенную в бесконечный ряд по шаровым функциям.

Ограничиваясь конечным числом членов этого ряда, можно было определять (пользуясь результатами наблюдений) коэффициенты этого ряда, т. е. появилась возможность теоретически вычислять потенциал в любой точке земной поверхности.



М. В. Ломоносов

В России первым обратил серьезное внимание на явления земного магнетизма М. Ломоносов (1711-1765), который в 1759 г. впервые высказал предположение о структуре земного шара как тела, состоящего из мельчайших разнородно намагниченных частичек, которые в совокупности образуют неоднородно намагниченный шар, чем и объясняются неодинаковые значения склонения в разных частях земного шара. (Этим он предвосхитил идею К. Гаусса о произвольном намагничивании земного шара.) Для проверки этих предположений он рекомендовал устройство постоянных пунктов (обсерваторий) на суше и проведение систематических наблюдений в море на кораблях.

В первой половине XIX в. появляются классические работы проф. И. Симонова (1794-1855) и акад. А. Купфера (1799-1865), в которых основные идеи М. Ломоносова претворяются в жизнь. Еще до появления статьи К. Гаусса профессор Казанского университета И. Симонов опубликовал в 1835 г. работу «Опыт математической теории земного магнетизма». Автор показал, что магнитное поле Земли, вызванное суммарным действием магнитных частиц, находящихся внутри нее, будет тождественно полю диполя, если допустить, что частицы распределены равномерно. Выражение потенциала диполя в виде функции широты и долготы точки наблюдения оказалось тождественным с первым членом ряда разложения потенциала, выведенного К. Гауссом.

Появление работ И. Симонова и К. Гаусса следует считать началом современного этапа в развитии науки о земном магнетизме. С этого времени начинается быстрое накопление и систематизация материалов о распределении элементов земного магнетизма, создается целый ряд гипотез о происхождении магнитного поля Земли, получают широкое распространение методы использования магнитных наблюдений для практических целей. В России в 1829 г. академиком А. Купфером была организована магнитная обсерватория в Петербурге, в которой с октября 1829 г. начались ежечасные наблюде-

ния магнитного склонения. В 1832 г. по его ходатайству Горное ведомство стало строить обсерватории на горных заводах Сибири – в Нерчинске, Барнауле и Колывани, а в 1836 г. открываются обсерватории в Екатеринбурге и Казани, работающие до настоящего времени.

Крупными событиями в русской науке о земном магнетизме в 70-х годах XIX века явились систематическая магнитная съемка, производившаяся доцентом Казанского университета И. Смирновым, и возобновление деятельности Петербургской магнитной обсерватории с последующим перенесением ее в Павловск. И. Смирнов по собственной инициативе осуществил планомерную магнитную съемку почти на всей территории европейской части России, выполнив измерения за 1871-1878 гг. в 281 пункте, и только преждевременная смерть не позволила ему осуществить повсеместную съемку на всей территории России. Эта съемка позволила установить наличие крупной магнитной аномалии в Курской губернии и дать ценные сведения о магнитном поле европейской территории России. Результаты ее послужили основанием к созданию А. Тилло (1839-1900) в 1881 и 1885 гг. первых магнитных карт территории нашей страны.

В начале XX века стала ясной связь между магнитным полем Земли и ее геологическим строением. Российской Академией наук был поднят вопрос о проведении магнитной съемки на всей территории России по единому плану и под общим руководством Академии за счет средств Государственного казначейства. Инициатором этого начинания был директор Главной геофизической обсерватории М. Рыкачев (1841-1919). Магнитная съемка, организованная Академией наук, началась в 1910-1914 гг. и возобновилась после Октябрьской революции.

К числу крупных теоретических работ начала XX в. относится работа профессора Московского университета Н. Умова (1846-1915) «О построении геометрического образа потенциала Гаусса как приема изыскания законов земного магнетизма», в которой впервые была дана интерпретация постоянных членов разложения К. Гаусса, физический смысл которых оставался до этого неизвестным.

В последующие годы благодаря работам В. Эльзассера, Я. Френкеля (1894-1955), Э. Булларда и др. была развита теория геомагнитного динамо, связавшая данные об особенностях распределения и поведения во времени магнитного поля Земли с внутренним строением планеты.

### 1.3. Модели внутреннего строения Земли

Внутренние области Земли недоступны для непосредственного изучения. Поэтому первые обоснованные модели распределения физических свойств вещества внутри Земли были построены после того, как удалось с хо-

\* В 1929-1930 гг. магнитная обсерватория была перенесена из Свердловска в п. Верхнее Дуброво.

рошей точно оценить размеры среднего радиуса ( $a$ ), массы ( $M$ ) и момента инерции ( $J$ ) Земли (фактически после работ Г. Кавендиша 1798 г.). Попытки согласовать низкую плотность подавляющего большинства горных пород, встречаемых на поверхности (от 1,0 до 2,8-3,0 г/см<sup>3</sup>), с высоким значением средней плотности — 5,517 г/см<sup>3</sup> и моментом инерции, заметно меньшим, чем то, которое характерно для модели сферической Земли постоянной плотности, привели к необходимости допущения плотного ядра внутри Земли.

К концу XIX века, особенно У. Кельвином (1824-1907) и Дж. Дарвином (сыном Чарльза Дарвина) (1845-1912), была детально разработана динамическая теория Солнечной системы, которая стала применяться к изучению приливов в теле Земли и океанах, а также к решению таких проблем, как наблюдаемые отклонения от простого вращения Земли вокруг своей оси. Используя наблюдения за приливами, У. Кельвин, в частности, показал, что средняя жесткость Земли превышает жесткость обычной стали, что противоречило распространенному мнению о расплавленном состоянии земных недр и требовало усложнения двухслойной модели. Только сейсмология, дающая информацию о некоторых механических свойствах вещества на любых глубинах, привела к дальнейшему прогрессу в познании физики твердой Земли в XX веке.

В большинстве моделей, предложенных в прошлом столетии, значение плотности в центре Земли оценивалось в 10-12 г/см<sup>3</sup>. Такая сравнительно высокая плотность земного вещества дала Е. Вихерту основание высказать в 1896 г. предположение о том, что Земля состоит из внешней оболочки (мантии), окружающей более плотное металлическое ядро. В 1906 г. Р. Олдгем привел сейсмическое доказательство существования ядра. Он обнаружил значительное запаздывание в регистрации сейсмических волн на угловых расстояниях, превышающих 120° от очага землетрясения, и сделал из этого вывод, что Земля содержит центральную область, характеризующуюся заметно меньшей средней скоростью распространения упругих волн, чем в окружающей оболочке. Р. Олдгем оценил радиус ядра в 600 км.

Примерно в 1906 г. было также установлено, что мантия пропускает продольные (P) и поперечные (S) волны во всех направлениях и, следовательно, является твердым телом. Обнаружить S-волны глубже мантии не удалось, и было высказано предположение, что большая часть ядра находится в расплавленном состоянии. К 1907 г. К. Цеппритц составил обобщенные таблицы времен пробега некоторых сейсмических волн. В 1914 г. Б. Гутенберг (1889-1960) продолжил более раннюю работу Р. Олдгема, Е. Вихерта и К. Цеппритца и оценил глубину границы мантия-ядро примерно в 2900 км (граница Гутенберга).

А. Мохоровичич (1857-1936) в 1909 г. получил в Хорватии данные, свидетельствующие о том, что скорость P-волн резко возрастает на глубине около 54 км от поверхности Земли. Затем другими авторами было показано,

что такое увеличение скорости отмечается повсюду на Земле, и границу, на которой оно происходит, стали называть *границей Мохоровичича*. В районах древних континентальных щитов эта граница обычно удалена от поверхности на 35–40 км, в некоторых горных областях ее глубина достигает 70 км, и она может находиться только в 5 км ниже дна глубоких океанов. Часть Земли, расположенная выше границы Мохоровичича, теперь называется *корой*.

В 1936 г. И. Леманн, анализируя некоторые сейсмологические данные, нашла свидетельства того, что ядро состоит по крайней мере из двух различных областей – внешней и внутренней, названных внешним и внутренним ядром. В последующие годы Б. Гутенберг, Ч. Рихтер, Х. Джефрис и К. Буллен подтвердили построения И. Леманн и показали, что величина радиуса внутреннего ядра составляет 1200–1250 км.

Продолжая работу У. Кельвина, Х. Джефрис (1891–1958) нашел, что средняя жесткость земного ядра значительно меньше, чем средняя жесткость мантии, и, может быть, даже равна нулю. Этим он подтвердил предположение о том, что большая часть ядра находится в основном в жидком состоянии. Более поздние исследования, опирающиеся на изучение собственных колебаний Земли и, главным образом, на выделенные в 1972 году обменные волны\*, которые указывали на наличие *S*-волн во внутреннем ядре, существенно уточнили эти представления.

В конце 30-х – начале 40-х годов в Кембридже, в лаборатории Х. Джефриса стажировался австралийский геофизик К. Буллен, помогая ему составлять таблицы времен пробега сейсмических волн. С 1936 г. он сначала в Кембридже, а затем в Сиднейском университете и до конца жизни занимался разработкой моделей внутреннего строения Земли. В 1942 г. К. Буллен предложил разделить земные недра на семь концентрических зон, обозначив их (сверху вниз) заглавными буквами латинского алфавита: *A, B, C, D, E, F, G*. В 1950 г. он разделил зону *D* на две подзоны – *D'* и *D''*. Границы между зонами К. Буллен определял по резким изменениям величин скоростей распространения сейсмических волн и их градиентов. Предложенное К. Булленом деление недр Земли на зоны оказалось очень удачным. Им пользуются без изменения уже более полувека. Для ученого это был несомненный научный успех, под впечатлением которого К. Буллен, как писал в предисловии к его последней книге В. Жарков, находился всю жизнь.

Рассмотрим кратко характеристику каждой зоны.

**Зона А, или земная кора.** Земная кора является самым верхним слоем литосферы – жесткой оболочки планеты, включающей в себя кроме коры еще часть верхней мантии. Кора отделяется от мантии, как уже было отмечено, четко выраженной границей, при переходе через которую происходит скачкообразное увеличение скоростей распространения сейсмических волн

\* При определенных условиях на сейсмических границах происходит обмен волн *P* на *S* и *S* на *P*. Таким образом, обменные волны часть пути распространяются как продольные, а часть – как поперечные.

и плотности вещества. По составу и строению кора делится на континентальную и океаническую.

**Континентальная кора** очень неоднородна. В ее строении выделяется три слоя (сверху вниз) – осадочный, гранитный и базальтовый. Мощность осадочного слоя изменяется в широких пределах. На древних кристаллических щитах он может отсутствовать, а в районах пассивных в тектоническом отношении окраин континентов и в краевых прогибах платформ -- достигает 10-12 и даже 20 км. На платформах протерозойского возраста средняя мощность осадков составляет 2-3 км.

Осадочный слой подстилают древние, в основном докембрийского возраста, породы гранито-гнейсового состава, образующие так называемый «гранитный» слой мощностью от 10 до 40 км. Кровлей этого слоя является денудационная поверхность, на которой и залегают со структурными и возрастными несогласиями осадочные образования.

Завершается разрез континентальной части коры «базальтовым» слоем, сложенным предположительно сильно метаморфизованными породами среднего и основного составов. Мощность базальтового слоя изменяется от 10 до 20 км.

Гранитный и базальтовый слои разделены поверхностью Конрада. При переходе через эту поверхность, как и через поверхность Мохо, происходит резкое увеличение скоростей распространения сейсмических волн. В отличие от поверхности Мохо, поверхность Конрада не везде картируется уверенно, и это обстоятельство дает право некоторым исследователям сомневаться в реальности ее существования.

**Океаническая кора** по сравнению с континентальной имеет более простой состав, называемый иногда примитивным. В строении этого типа коры выделяют слой осадков мощностью до 0,5 км, базальтовый слой толщиной от 1,5 до 2,0 км. В самом низу океанической коры находится слой пород габбро-серпентинитового состава мощностью около 5 км. Таким образом, суммарная мощность океанической коры не превышает 7,0-7,5 км.

**Зоны В, С и D, или мантия.** Между подошвой коры и поверхностью ядра заключена силикатная оболочка Земли, которую называют мантией. При переходе через поверхность «мантия – ядро» скорость распространения продольных волн уменьшается с 13,6 до 8,1 км/с, поперечных – с 7,3 км/с до нуля.

В мантии до глубины 400 км выделяется подкоровый слой В, в пределах которого под океанами установлена область пониженных скоростей распространения сейсмических волн (зона пониженных скоростей – ЗПС) (рис. 1.2). Эту область называют слоем Гуттенберга, или астеносферным слоем\*. Мантийное вещество в этом слое находится частично в расплавленном состоянии и характеризуется пониженной вязкостью и малым пределом текуче-

\* Название предложено в 1914 г. американским геологом Дж. Баррелом.

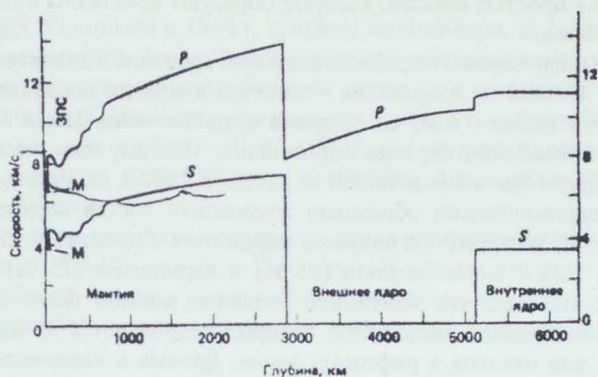


Рис. 1.2. Распределение скоростей распространения продольных и поперечных волн внутри Земли:

*P* – продольная волна, *S* – поперечная волна, *M* – поверхность Мохо, ЗПС – зона пониженных скоростей – астеносферный слой (по Андерсену Д. и Харту Р.)

сти. Благодаря этому оно может медленно перетекать в горизонтальном направлении под действием вертикальных нагрузок. В верхней части зоны *B* находится поверхность фазового перехода в состоянии мантийного вещества. Выше этой поверхности оно полностью раскристаллизовано, ниже – находится в аморфном, пластическом состоянии. В структурном отношении поверхность фазового перехода отождествляется с подошвой литосферы.

Зона *C*, называемая также переходным слоем, или слоем Голицына, находится в интервале глубин от 400 до 1000 км. Ее вещество характеризуется аномально большим увеличением скоростей распространения сейсмических волн от кровли зоны к подошве.

Нижняя часть мантии (зона *D*), как уже отмечалось, К. Булленом была разделена на две подзоны – *D'* и *D''*. Подзона *D'* находится в интервале глубин от 1000 до 2700 км, подзона *D''* непосредственно граничит с ядром. Сейсмическая характеристика подзон различна. В подзоне *D''* скорости сейсмических волн плавно возрастают от ее кровли к подошве, в подзоне *D'* они практически не изменяются.

С глубиной в мантии по мере увеличения давления, а на ее подошве оно оценивается в 135-140 ГПа, происходит уплотнение вещества. Если в верхней мантии его плотность составляет около  $3,3 \text{ г/см}^3$ , то на глубине 2900 км, возрастает до  $5,5-5,7 \text{ г/см}^3$ . В интервалах глубин 400-450 и 600-700 км наблюдается фазовая перестройка мантийного вещества и его переход в более плотные модификации: оливин приобретает кристаллическую структуру шпинели, а пироксены – ильменитовую и перовскитовую структуру.



Предполагается, что на больших глубинах подавляющая часть силикатов распадается на простые окислы, которые образуют кристаллы с плотнейшей упаковкой атомов.

Оценка химического состава мантийного вещества в значительной мере гипотетична. Исходя из допущения о наличии в мантии конвективных процессов делается вывод о том, что за время существования Земли все мантийное вещество было многократно перемешано. Поэтому химический состав мантии в среднем одинаков в любой ее части. В 1962 г. А. Рингвуд теоретически и экспериментально обосновал возможный состав верхней мантии, назвав вещество, которым она сложена, пиролитом. Пиролит, по его мнению, представляет собой смесь базальта (25 %) и перидотита (75 %). В 1973 г. Л. Дмитриев показал, что мантийное вещество должно быть близким по составу к океаническим лерцолитам, которые поднимаются из мантии и изливаются на дно океанов в рифтовых зонах. Данные о химическом составе пиролита и лерцолита приведены в табл. 1.1. Они показывают, что обе породы близки по составу.

Реологические свойства мантийного вещества отличаются своеобразием. При длительных механических нагрузках оно ведет себя как вязкая жидкость; при кратковременных нагрузках, какими являются воздействия проходящих через него сейсмических волн, его можно считать твердым. Средняя величина вязкости мантии лежит в интервале от  $10^{23}$  до  $10^{24}$  Па·с; в подкоровом слое В под океанами (в астеносфере) вязкость понижается до  $10^{18}$ - $10^{19}$  Па·с; под континентальными литосферными плитами – возрастает до  $10^{20}$ - $10^{21}$  Па·с.

Таблица 1.1

Химический состав мантийного вещества

Окислы	Пиролитовая модель	Лерцолитовая модель
	А. Рингвуда	Л. Дмитриева
SiO <sub>2</sub>	45,16	45,7
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,54	3,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	8,2
FeO	8,04	8,2
MnO	0,14	0,1
MgO	37,49	38,04
CaO	3,08	2,3
Na <sub>2</sub> O	0,57	0,3
K <sub>2</sub> O	0,13	0,1
Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,4
NiO	0,20	0,1

\* Реология – наука, изучающая остаточные деформации и течение различных вязких и пластических материалов (см. главу 9).

**Ядро.** Установив в 1914 г. границу мантия-ядро, Б.Гуттенберг открыл, таким образом, ядро Земли. Более поздними сейсмическими исследованиями было доказано, что оно имеет сложное строение и состоит из внешнего жидкого ядра (слой *E*), подошва которого находится на глубине 4980 км (по другим данным, – на глубинах 5100 и 5150 км), и внутреннего твердого ядра (слой *G*) радиусом 1200-1250 км, разделенных переходным слоем *F* мощностью 300-400 км.

Плотность вещества внешнего ядра постепенно возрастает от кровли к подошве с 9,5-10,1 до 11,4-12,3 г/см<sup>3</sup>. В центре внутреннего ядра, т. е. в центре Земли, плотность вещества оценивается в 13-14 г/см<sup>3</sup>. Но это не единственные гипотетические данные о плотности ядерного вещества.

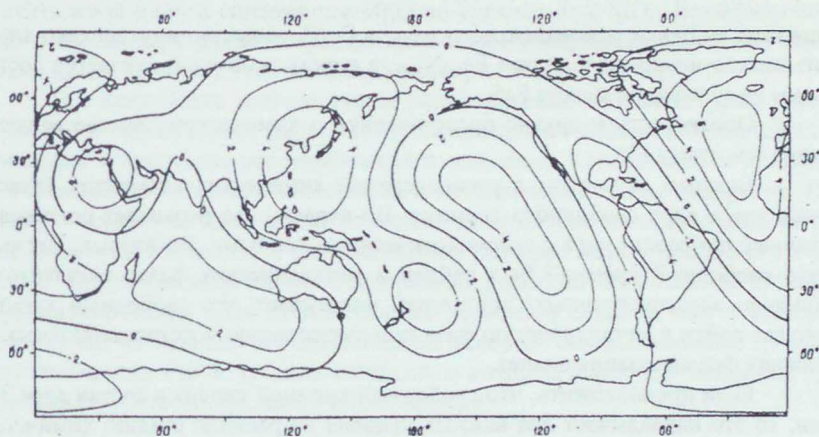


Рис. 1.3. Рельеф поверхности внешнего ядра (изолинии оцифрованы в км)  
(по Морелли А. и Дзевонски А.)

Сейсмические томографические исследования, проведенные в конце 80-х годов, позволили установить, что поверхность внешнего ядра отличается от равновесной поверхности эллипсоида вращения. На поверхности ядра были установлены выступы и впадины амплитудой  $\pm$  (6-10) км (рис. 1.3). Предполагается, что выступы являются корнями восходящих конвективных потоков мантийного вещества, а впадины – нисходящих (рис. 1.4).

Вязкость вещества в ядре предположительно не превышает  $10^2$  Па·с, что, по мнению исследователей, указывает на его низкую температуру плавления.

Оценки химического состава вещества, которым сложено ядро, еще более гипотетичны, чем мантийного. Исходя из различных теоретико-экспериментальных допущений, вещество внешнего ядра, вероятнее всего,

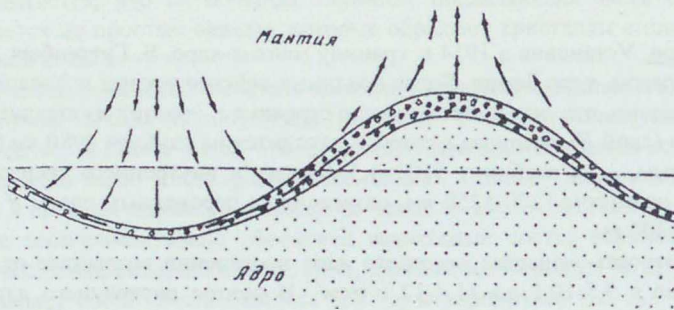


Рис. 1.4. Схема конвективных потоков на границе мантия-ядро

состоит из окиси одновалентного железа  $Fe_2O$ , вещество внутреннего ядра — из железо-никелевого сплава  $Fe_{0,9}Ni_{0,1}$ , а переходный слой считается состоящим из сульфидов железа  $FeS$ .

Однако есть и другие представления о химическом составе вещества ядра (см. главу 11).

Важным моментом в распределении химических элементов является наличие в ядре свободного кремния. Во-первых, это позволяет согласовать данные плотности ядра с сейсмологическими данными. Во-вторых, тот факт, что свободный кремний был найден в металлических фазах энстатитовых (сильно восстановленных) хондритов, показывает, что свободный кремний может войти в металлическую фазу при существенно восстановительных условиях формирования планет.

Если предположить, что свободный кремний входит в состав ядра Земли, то это накладывает два важных условия на раннюю стадию химической эволюции Земли. Во-первых, в восстановительных процессах существенную роль должен играть углерод, так как водород не может восстанавливать кремний. Во-вторых, мантия, содержащая некоторое количество магнетита, не находится в химическом равновесии с ядром, так как окись железа взаимодействует с кремнием, в результате чего выделяются металлическое железо и кремнезем. Следовательно, ни на какой стадии эволюции Земли вещество мантии и вещество ядра не могли образовывать смесь. Поэтому отделение по крайней мере большей части ядра должно было происходить одновременно с восстановительным процессом, в котором выделялся металл. А поскольку должен был существовать некоторый механизм удаления окиси углерода, то процесс восстановления, вероятно, был частью процесса формирования Земли из пылевого облака.

Наличие кремния в ядре и магнетита в мантии показывает, что в процессе образования Земли восстановительные условия изменялись. Возможно, позже на границе ядра и мантии протекала реакция



причем железо отлагалось в ядре, а в нижней части мантии создавался обогащенный кремнеземом слой, из-за которого характер изменения скоростей сейсмических волн в этой области очень сложный.

Другое объяснение плотности ядра дал Б. Алдер. Он привел доводы в пользу того, что при температурах и давлениях, существующих на границе ядра и мантии, MgO может раствориться в железе вплоть до концентрации 10 %, и, следовательно, в состав ядра скорее входит MgO, а не Si. Если аргументы Б. Алдера правильны, то мантия и ядро, может быть, не так отклоняются от состояния равновесия, как считает А. Рингвуд. Тогда осложнения в распределении скоростей сейсмических волн в нижней мантии могут возникать из-за малого содержания MgO по сравнению с SiO<sub>2</sub>. Возможно еще, что в состав ядра входит сера, которая также содержится в металлической фазе (в виде троилита FeS) железных метеоритов и хондритов.

Все важнейшие долгоживущие радиоактивные элементы (уран, торий, рубидий и калий) имеют высокий окислительный потенциал и остаются с силикатами в процессах восстановления и плавления. Эти процессы приводят к образованию железных метеоритов и металлической фазы хондритов. Поэтому в железном ядре Земли не может содержаться заметного количества радиоактивных веществ, и радиоактивный разогрев нельзя привлекать в качестве источника энергии для поддержания геомагнитного динамо. В Земле фракционирование этих радиоактивных элементов сильнее, чем в метеоритах, так как из-за своих больших ионных радиусов они вытесняются из плотноупакованных структур типа шпинели, в которые переходят силикаты при давлениях, соответствующих нижней мантии.

Таблица 1.2

Основные характеристики геосфер Земли  
(кора, по А. Ронову и А. Ярошевскому, мантия и ядро, по Ф. Берчу)

Геосфера	Подразделения геосфер	Обозначения геосфер	Глубина до нижней границы, км	Объем геосферы, 10 <sup>18</sup> м <sup>3</sup>	Масса геосферы, 10 <sup>24</sup> кг
Кора	Осадочный слой	} A	До 20	1,0	0,002
	Гранитный слой		До 40	3,6	0,010
	Базальтовый слой		До 70	5,6	0,016
Мантия	Верхняя	B	Ок. 400	180,1	0,61
	Средняя	C	Ок. 900	205,7	0,86
	Нижняя	D	2900	510,8	2,55
Ядро	Внешнее	E	Ок. 4800	} 166,6	1,83
	Переходная зона	F	Ок. 5100		
	Внутреннее	G	6371	8,6	0,106

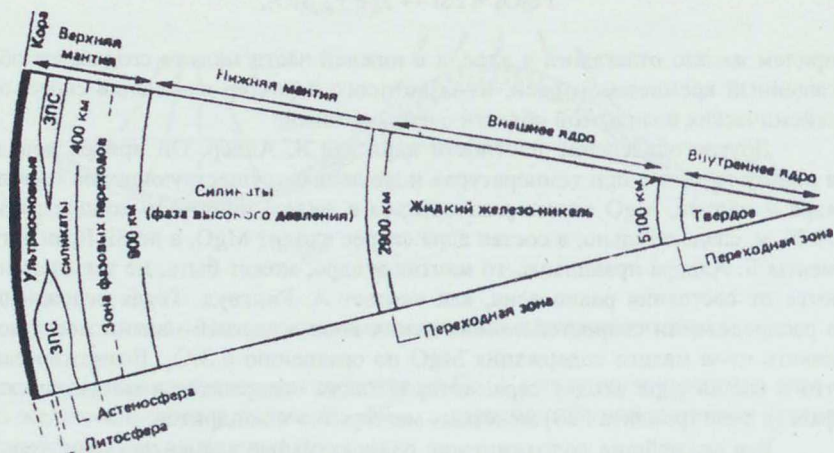


Рис. 1.5. Схематическая модель твердой Земли (по П. Делингеру и П. Шарма)

Накопление радиоактивных элементов в горных породах материков дает наиболее веское доказательство химической дифференциации вещества мантии, в результате которой образовались материки. Существование на материках зон разного возраста показывает, что дифференциация не была кратковременным процессом на начальной стадии эволюции Земли, а развивалась постепенно или, быть может, протекала отдельными циклами.

Основные характеристики геосфер Земли приведены в табл. 1.2, из данных которой следует, что кора составляет 0,5 % массы Земли, мантия — 67,2 %, ядро — 32,3 %. На рис. 1.5 показана схематическая модель нашей планеты.

## Глава 2. ЗЕМЛЯ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

Земля — одна из планет Солнечной системы, вращающихся вокруг Солнца и одновременно вокруг собственной оси. Основные черты строения Солнечной системы известны по астрономическим наблюдениям. В течение многих лет теории происхождения планет строились на основе закономерностей, найденных из наблюдений для планетных орбит. В последнее время для обоснования теории происхождения планет используются данные космохимии (данные спектрального анализа и результаты химических анализов доступного земного и космического материала), а также данные о средних плотностях планет и распространенности изотопов в Земле и метеоритах. Эволю-

ция вещества Солнечной системы зафиксирована в изотопном составе элементов, в соотношениях стабильных, радиоактивных и радиогенных изотопов. Изменения изотопных соотношений, связанных с радиоактивностью и другими ядерными процессами, служат источником сведений об истории вещества Земли и всей Солнечной системы. Согласно этим данным, Земля образовалась вместе с другими планетами примерно  $4,5 \cdot 10^9$  лет назад из газопылевого облака, окружавшего молодое Солнце. Содержание элементов в облаке было примерно таким, какое следует из теории происхождения элементов. Следовательно, для формирования Солнечной системы не требовалось каких-то особых условий. Тем самым допускается, что даже в нашей Галактике имеются еще миллионы подобных планетных систем.

Наглядное представление о возрасте Земли и отдельных периодах в истории ее развития дает прием, описанный много лет назад в «Курьере ЮНЕСКО». Условимся, что Земля как планета возникла 1 января, а сегодня 31 декабря. Вот как тогда будут выглядеть основные этапы и рубежи в развитии жизни на Земле. До 20 марта продолжается догеологическая стадия развития Земли, не оставившая распознаваемых следов в каменной летописи. Затем до середины ноября длится криптозой, включающий архей и докембрий, и только с 15 ноября (600 млн лет назад), когда появились первые живые организмы, начинается эра явной жизни – фанерозой. Где-то между 27 и 30 ноября – в силуре – первые животные и растения выходят из моря на сушу. С 17 по 21 декабря – расцвет пресмыкающихся, 26 декабря (65 млн лет назад, конец мелового периода) вымирают динозавры и главенствующее место занимают млекопитающие, тогда же возникает отряд приматов. «Гомо габилис» – человек умелый – формируется 31 декабря примерно к 10 часам утра, а за 15 минут до Нового года (70 тыс. лет назад) образуется современный тип человека – «гомо сапиенс». Вся письменная история человечества, как мы ее сегодня понимаем, укладывается в этом масштабе в последние полторы минуты. За это время – несколько секунд – человек разумный сумел выйти в космос.

## 2.1. Планеты Солнечной системы

Солнечная система состоит из Солнца, девяти крупных планет и их 32 спутников, а также большого числа астероидов, из которых 1600 занесены в каталоги. В межпланетном пространстве присутствует твердый материал различной степени размельчения: от малых астероидов до мелких камней и космической пыли. Главная масса вещества сосредоточена в Солнце, которое представляет собой рядовую звезду, в основном сложенную водородом и гелием. Масса всех других объектов Солнечной системы составляет примерно 1/700 часть массы Солнца.

Расстояния планет от Солнца измеряются в астрономических единицах. Астрономическая единица (а. е.) равна среднему расстоянию между Землей

и Солнцем (приблизительно 150 млн км). Значения радиусов орбит и некоторые сведения о физических свойствах планет Солнечной системы приведены в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Сравнительная характеристика планет Солнечной системы

Планеты	Отношение радиуса орбиты $R_n$ к радиусу орбиты Земли	$\frac{R_n}{R_n - 1}$	Отношение массы к массе Земли	Отношение радиуса к радиусу Земли	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитный момент, А·м <sup>2</sup>	Напряженность магн. поля на экваторе, нТл	Напряженность гравитационного поля $g$ , м/с <sup>2</sup>
Меркурий	0,387	—	0,0553	0,3820	5,47	$5 \cdot 10^{22}$	350	3,605
Венера	0,723	1,86	0,8155	0,9506	5,24	$2 \cdot 10^{22}$	10-15	8,8
Земля	1,000	1,38	1,0000	1,000	5,517	$7,9 \cdot 10^{25}$	31000	9,8
Луна			0,0123	0,273	3,33	$< 5 \cdot 10^{20}$	$< 1$	1,63
Земля+Луна			1,0123		5,44			
Марс	1,524	1,52	0,107	0,53	4,0	$2,5 \cdot 10^{22}$	64	3,71
Астероиды	Средний ~2,7	1,77	—	—	3,9	—	—	—
Юпитер	5,203	1,92	317,9	10,97	1,35	$135 \cdot 10^{28}$	420000	25,8
Сатурн	9,539	1,83	95,1	9,03	0,71	$4 \cdot 10^{28}$	20000	10,4
Уран	19,18	2,00	14,6	3,72	5,5	Нет свед.	25000	10,2
Нептун	30,06	1,56	16,1	3,83	5,6	Нет свед.	Нет свед.	13,8
Плутон	40 (вытянутая орбита)	—	0,09?	0,5	1	Нет свед.	Нет свед.	6,9

Последовательность радиусов планетных орбит приближенно описывается геометрической прогрессией. Это так называемый закон И. Боде (1747-1826), или, как иногда его называют, закон Тициуса-Боде. В первоначальной форме этого закона радиус  $R_n$  орбиты  $n$ -й планеты (считая от Солнца) определялся формулой

$$R_n = 0,4 + 0,3 \cdot 2^n,$$

где  $n \rightarrow -\infty$  для Меркурия, 0 – для Венеры, 1 – для Земли, 2 – для Марса, 3 – для пояса астероидов, 4 – для Юпитера и т. д. Позднее нашли, что лучшее приближение дает простая геометрическая прогрессия:

$$R_n = R_0 m^n,$$

где  $R_0$  – постоянная, а  $m = 1,89$ . Закон И. Боде сыграл важную роль в открытии астероидов, или малых планет, которые группируются в районе «недостающей планеты» между Марсом и Юпитером. Чтобы выполнялся закон И. Боде, в табл. 2.1 все астероиды вместе считают за одну планету. Это оп-

равдвывается родством астероидов с метеоритами, физические и химические свойства которых указывают на их происхождение из одного или нескольких планетных тел размерами, может быть, с Луну. Современное объяснение закона планетных расстояний основывается на модели, согласно которой планеты формировались на границах вихрей, существовавших в турбулентном околосолнечном облаке, причем размеры вихрей закономерно увеличивались по мере удаления от Солнца.

Другая отличительная черта Солнечной системы состоит в том, что все планеты обращаются вокруг Солнца, а спутники вокруг планет, в одном направлении, их орбиты близки к круговым и лежат в одной плоскости. Имеются лишь несколько исключений. Это Плутон, орбита которого наклонена к плоскости земной орбиты (эклиптике) под углом  $17^\circ$  и настолько вытянута, что пересекает орбиту Нептуна, и несколько спутников с обратным движением у Юпитера, Сатурна и Нептуна. Возможно, что и Плутон был когда-то спутником Нептуна, но в результате сильного гравитационного возмущения был отброшен на отдельную околосолнечную орбиту. Вращение Солнца и планет вокруг своих осей происходит в том же направлении, что и орбитальное движение планет. Исключения составляют Уран, вращающийся в обратную сторону, а также Меркурий и Венера, вращение которых сильно замедлилось в результате приливного трения, возникающего из-за солнечного притяжения.

Таким образом (имея практически единственное затруднение в объяснении вращения Урана), можно допустить, что Солнце и планеты Солнечной системы сформировались из дискообразного газопылевого облака, вращавшегося как единое целое.

Надежные значения о плотностях вещества планет были получены намного позднее, чем данные об их орбитах. Точно измерить диаметры планет чрезвычайно трудно (к тому же в формулу для вычисления плотности значение диаметра входит в третьей степени). Тем не менее и при остающихся неточностях среди планет выделяются две самостоятельные категории: планеты «земного» типа, или внутренние (от Меркурия до Марса), и «большие», или внешние, планеты (от Юпитера и далее). Деление планет на две группы можно с равным успехом произвести и по размерам, и по плотности. Четыре удаленные от Солнца планеты-гиганты, от Юпитера до Нептуна, имеют большие размеры, но обладают более низкой плотностью, чем четыре меньшие планеты, относящиеся к земной группе (к этой же группе следует присоединить и астероиды). Планеты земной группы и метеориты в основном состоят из нелетучих веществ, главным образом из железа и кремния в разной степени окисления. Планеты-гиганты обладают такой малой плотностью, что должны состоять из легких, летучих веществ, главным образом из водорода и гелия с примесью значительно меньших (пока неизвестных) количеств нелетучих.

Если сравнивать спутники по отношениям их размеров к размерам планеты, около которой они обращаются, то Луна окажется намного больше



других. Луна настолько велика, что вполне оправданно считать систему Земля – Луна двойной планетой, а не планетой со спутником. При сравнении плотностей и состава планет правильнее рассматривать Землю не отдельно, а вместе с Луной, что и принято в табл. 2.1. Однако по абсолютным размерам и по плотности Луна близка к внутренним спутникам Юпитера и Сатурна. Например, Ио, спутник Юпитера, очень близок по размерам к Луне, а его средняя плотность составляет около  $4,06 \text{ г/см}^3$ , т. е. даже больше средней плотности Луны, равной  $3,33 \text{ г/см}^3$ . Состав Ио, по-видимому, близок к составу планет земной группы. Сравнение масс и диаметров спутников планет показывает, что спутники Юпитера и Сатурна образуют последовательность, в которой плотность убывает с увеличением расстояния от планеты, подобно тому как плотности самих планет в среднем убывают с расстоянием от Солнца. Возможно, что в спутниках Юпитера и Сатурна происходил тот же процесс разделения элементов, что и в Солнечной системе в целом.

## 2.2. Метеориты и состав планет земной группы

Метеориты – это железные или каменные тела, в небольшом количестве и весьма случайным образом падающие на Землю. Происхождение метеоритов еще не совсем ясно, за исключением того, что они, по-видимому, формируются в пределах Солнечной системы. Тем не менее изучение метеоритов оказало большое влияние на представления о составе, внутреннем строении и эволюции Земли, поскольку они служат гораздо более представительными образцами вещества планет земной группы в целом, чем те горные породы, которые встречаются у поверхности Земли, особенно если учесть тот факт, что земная кора, гидросфера и атмосфера, вместе взятые, составляют только небольшую часть (менее 1 %) общей массы Земли. Следовательно, химический состав Земли в целом в значительной степени определяется составом мантии и ядра. При этом масса мантии составляет около двух третей массы всей Земли (табл. 2.2).

Состав метеоритов удовлетворительно согласуется с данными спектроскопии о содержании в Солнце нелетучих элементов. Преобладание Si, Mg и Fe, несомненно, свидетельствует о том, что все планеты земной группы состоят в основном из магнезиальных силикатов и железа либо в виде металла, либо в виде окислов. Средняя плотность Земли и внутреннее строение Земли, по данным сейсмологии, хорошо согласуются с допущением, что Земля обладает жидким железным ядром с плотностью при нулевом давлении  $\sigma_0 = 7 \text{ г/см}^3$ , окруженным твердой мантией из силикатов с плотностью  $\sigma_0 = 3,3 \text{ г/см}^3$ .

Таким же образом можно определять средние плотности других планет земной группы, допуская разные соотношения размеров железных ядер и силикатных мантий, хотя о размерах их ядер нет никаких прямых данных. Меркурий обладает существенно большей плотностью при нулевом давлении

нии, чем Земля, и поэтому его ядро должно составлять большую часть общего объема планеты. В другом крайнем случае малая плотность Луны заставляет считать, что у нее совсем нет ядра. Венера и по размерам, и по плотности очень похожа на Землю, и поэтому считают, что внутреннее строение этих планет тоже очень сходно. Но Марсу трудно приписать железное ядро с радиусом, который соответствовал бы средней плотности, полученной по наблюдаемым данным, при плотности силикатной мантии  $\sigma_0 = 3,3 \text{ г/см}^3$ . Масса Марса надежно определена по движению его спутников. Момент инерции Марса также вычислен в предположении приближенного гидростатического равновесия, как это сделано при расчетах для Земли. При этом было найдено, что момент инерции Марса значительно лучше соответствует однородному распределению плотности, чем момент инерции Земли. При имеющейся неточности в измеренном значении радиуса Марса можно утверждать, что его ядро включает в себя не более 10 % всей массы планеты или, возможно, имеет значительно меньшие размеры. Кроме того, мантия Марса должна обладать значительно большей плотностью, чем мантия Земли.

Эти результаты свидетельствуют в пользу теории эволюции планет, предложенной А. Рингвудом. По его теории вещество планет земной группы находится на разных стадиях окисления, причем на Марсе практически все железо осталось в окисленном состоянии и поэтому не отделилось от силикатов. При большом содержании окислов железа в мантии Марса не удивительно, что поверхность «красной планеты» имеет рыжеватый оттенок. А. Рингвуд считает, что Венера тоже более окислена, чем Земля, но меньше, чем Марс. Оценка размеров ядер Марса и Венеры и, следовательно, определение степени их окисления будут возможными только тогда, когда развитие техники межпланетных полетов позволит установить на этих планетах сейсмографы (конечно, при условии, что существуют венеротрясения и, что более сомнительно, марсотрясения).

### Глава 3. ГЕОХРОНОЛОГИЯ. ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ

Геохронология - это наука, изучающая временную последовательность формирования и возраст горных пород, слагающих земную кору. Геохронология делится на относительную и абсолютную. Методы относительной геохронологии позволяют устанавливать только последовательность образования горных пород во времени. С помощью методов абсолютной геохронологии можно определять время, когда произошло то или иное геологическое событие, образовались минералы или горные породы в «абсолютных» астрономических единицах, например в годах.

До 20-30-х годов XX века никто не мог назвать возраст Земли или отдельных горных пород. На сессиях международных геологических конгрес-

сах речь велась только об относительной последовательности событий геологической истории.

Отдельные попытки расчёта возраста Земли приводили к невероятным результатам.

Одним из первых дал научное обоснование возраста Земли Ч. Дарвин (1809-1882), который, отмечая исключительно медленную эволюцию органического мира, полагал, что путь от примитивной клетки до человека должен занимать невероятно большой отрезок времени –  $10^{45}$  лет. Сегодня мы знаем, что на фоне эволюционного развития проявляются революционные скачки, способные многократно сократить этот путь.

Иные оценки возраста (десятки и сотни миллионов лет) были получены другими методами. Учёные, наблюдавшие за остыванием расплавленных металлов, рекомендовали рассчитать время остывания нашей планеты от предполагаемого расплавленного состояния до современного аналогичным образом. Теперь, однако, мы знаем, что наша планета не проходила стадии полного расплавления.

Следующая попытка рассчитать возраст Земли была сделана с использованием метода ленточных глин. В некоторых водных бассейнах образующиеся летом и зимой осадки обладают различной окраской, что позволяет рассчитать их возраст аналогично тому, как определяют возраст деревьев по кольцам на срезе. Однако все отмеченные методы давали лишь ориентировочные оценки возраста пород. И лишь с открытием в 1896 г. А. Беккерелем (1852-1908) явления радиоактивности был разработан метод надёжного датирования возраста минералов, пород и Земли в целом.

Для определения относительного и абсолютного возраста используются следующие методы: стратиграфический, биостратиграфический, палеомагнитный и радиологический. Несмотря на то, что методы различны, идейная основа у них общая и заключается она в следующем: в каждом методе при определении возраста рассматривается какой-либо естественный и непрерывно эволюционирующий элемент геологической среды, который проявляет себя в виде особого её строения, состояния или новообразования. В стратиграфическом методе – это последовательность наслоения горных пород, в биостратиграфическом – изменение видов флоры и фауны, в палеомагнитном – изменение величины и направления вектора остаточной намагниченности минералов и горных пород, в радиологическом – закономерности накопления продуктов распада радиоактивных элементов.

Первые три метода применяются для определения относительного возраста, четвертый, являющийся в настоящее время наиболее совершенным, – для абсолютного.

### 3.1. Основы радиологического метода

Родоначальниками абсолютной геохронологии являются П. Кюри (1859-1906) и Э. Резерфорд (1871-1937), которые независимо друг от друга высказали идею о том, что распад радиоактивных элементов, совершающийся с постоянной скоростью, может служить эталоном времени. В Советском Союзе инициатором применения радиологического метода был В. Вернадский (1863-1945), а первые определения возраста пород беломорской свиты произвели К.А. Ненадкевич (1880-1963) свинцовым методом в 1926 г. и В. Хлопин (1890-1950) – гелиевым в 1925-м. С 1931 г. сотрудники Междуведомственной комиссии начали вести под руководством В. Вернадского систематические исследования по определению абсолютного возраста различных горных пород. В 1937 г. на XVII сессии Международного геологического конгресса, проходившей в Москве, была создана Международная комиссия по определению абсолютного возраста. На одном из заседаний сессии В. Вернадский предложил принять в качестве международной единицы геологического времени декамириаду, равную 100 тыс. лет. Работа комиссии была прервана второй мировой войной. В 1950 г. при Академии наук СССР была организована Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций. Ее председателем стал И. Старик (1902-1964), опубликовавший ещё в 1938 г. первую отечественную монографию по проблеме определения абсолютного возраста радиологическим методом.\*

Суть радиологического метода определения абсолютного возраста заключается в следующем. При образовании кристаллических решеток минералов, содержащих радиоактивные элементы, образуется закрытая система, в которой в результате радиоактивного распада первичных материнских изотопов начинают накапливаться вторичные дочерние стабильные изотопы. Поскольку скорость распада постоянна, то по соотношению материнских и дочерних изотопов можно принципиально определять возраст минералов и горных пород, в состав которых они входят. Точность хода таких «часов» очень высока до тех пор, пока минерал остается «запечатанным» и миграционные процессы не нарушают в его кристаллической решетке истинного соотношения между количеством материнских и дочерних изотопов.

Надежность определения возраста радиологическим методом основывается на следующих условиях:

1. Скорость распада радиоактивных элементов постоянна.
2. Точно известен изотопный состав материнских радиоактивных элементов и их конечных (дочерних) продуктов распада.
3. Среди дочерних изотопов не должно быть атомов нерадиогенного происхождения.
4. Конечные продукты распада являются стабильными.

\* Старик И. Е. Радиоактивные методы определения геологического времени. М.: ОНТИ, 1938.

5. Все существующие и существовавшие радиоактивные элементы известны.

6. В изучаемое геологическое время не происходили неизвестные ядерные реакции, в результате которых могли бы появиться изотопы, влияющие на результаты определения абсолютного возраста.

Сформулированные выше условия позволяют разработать способ определения абсолютного возраста горных пород. Экспериментально установлено, что количество атомов  $dN$ , распадающихся за промежуток времени  $dt$ , прямо пропорционально величине этого промежутка и числу атомов распадающегося радиоактивного изотопа в момент времени  $t$ . Обозначим число этих атомов через  $N$ . Тогда

$$dN = -\lambda N dt, \quad (3.1)$$

где  $\lambda$  - константа радиоактивного процесса, которой определяется количество атомов, распадающихся в единицу времени. Знак «минус» в формуле (3.1) указывает на убыль материнских радиоактивных атомов в результате распада.

Проинтегрируем (3.1) по времени. В результате получим:

$$\ln N - \ln C = -\lambda t$$

или после несложных преобразований:

$$N = C e^{-\lambda t},$$

где  $C$  - постоянная интегрирования. Определим ее следующим образом: при  $t = 0$   $N = C = N_0$ , где  $N_0$  - число радиоактивных атомов в момент времени  $t = 0$ , принимаемый за начальный. Теперь можно записать:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (3.2)$$

Формула (3.2) описывает закон радиоактивного распада. Постоянная  $\lambda$  имеет размерность «время в минус первой степени». Каждый радиоактивный элемент характеризуется константой  $\lambda$ . На практике часто скорость распада оценивают не  $\lambda$ , а периодом полураспада  $T$ , под которым понимают промежуток времени, в течение которого распадается ровно половина атомов  $N_0$ .

Найдем связь между  $\lambda$  и  $T$ . За время  $t = T$ ;  $N = 0,5N_0$ .

Тогда  $0,5N_0 = N_0 e^{-\lambda T}$  или  $0,5 = e^{-\lambda T}$  ( $e^{\lambda T} = 2$ ). Отсюда  $\ln 2 = \lambda T$  или

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda}.$$

Основную долю естественных радиоактивных изотопов образуют три радиоактивных ряда, родоначальниками которых являются  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  (актиноуран) и  $^{232}\text{Th}$ . Кроме них в природе существуют радиоактивные изотопы, не образующие радиоактивные ряды. Это  $^3\text{He}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$  и другие. В табл. 3.1 приведены значения констант  $\lambda$  и периодов полураспада некоторых естественных радиоактивных изотопов.

Постоянные распада некоторых радиоактивных изотопов

Исходный радиоактивный изотоп	Постоянная распада, лет <sup>-1</sup>	Период полураспада, лет
<sup>238</sup> U	$1,551 \cdot 10^{-10}$	$4,468 \cdot 10^9$
<sup>235</sup> U	$9,848 \cdot 10^{-10}$	$7,038 \cdot 10^8$
<sup>232</sup> Th	$4,948 \cdot 10^{-11}$	$1,401 \cdot 10^{10}$
<sup>3</sup> He	$5,58 \cdot 10^{-2}$	12,41
<sup>14</sup> C	$1,209 \cdot 10^{-4}$	5730
<sup>40</sup> K	$0,581 \cdot 10^{-10}$	$1,25 \cdot 10^9$
<sup>87</sup> Rb	$1,42 \cdot 10^{-11}$	$4,88 \cdot 10^{10}$

Чтобы определить возраст горной породы по формуле (3.2), необходимо знать, какое количество атомов радиоактивного изотопа ( $N_0$ ) находилось в её составе в момент образования и какое количество нераспавшихся атомов находится в ней в момент определения её абсолютного возраста.  $N_0$  невозможно определить, зато известно количество атомов конечных продуктов распада  $\bar{N}$ . Подсчитав  $\bar{N}$ , можно определить и  $N_0$ , поскольку

$$\bar{N} = N_0 - N \text{ и } N_0 = \bar{N} + N,$$

$$\text{тогда } N = (\bar{N} + N)e^{-\lambda t},$$

$$\text{отсюда } \bar{N} = N(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.3)$$

$$\text{или } t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( 1 + \frac{\bar{N}}{N} \right), \quad (3.4)$$

где отношение  $\bar{N}/N$  называется функцией возраста.

Определение возраста по формуле (3.4) осложняется тем, что при радиоактивном распаде образуется семейство радиоактивных изотопов, занимающих промежуточное положение между исходным материнским изотопом и конечным стабильным продуктом распада. Существование нестабильных изотопов, каждый из которых характеризуется своей постоянной распада, усложняет формулу (3.4). Но если между членами радиоактивного ряда устанавливается «вековое» равновесие, определяемое соотношением

$$\lambda_0 N_0 = \lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \dots = \lambda_i N_i = \dots = \lambda_n N_n,$$

где  $\lambda_i$  – постоянная распада  $i$ -го радиоактивного изотопа, то количество атомов  $N_n$  стабильного продукта распада будет определяться только постоянной распада  $\lambda_0$  материнского изотопа. Радиоактивное равновесие устанавливается в замкнутой системе (минерале), не подвергающейся внешнему воздействию в течение длительного промежутка времени. В этом случае возраст минерала определяется непосредственно по формуле (3.4).

### 3.2. Виды радиологического метода

Существование трех радиоактивных рядов и множества одиночных радиоактивных изотопов способствовало разработке большого количества разновидностей радиологического метода. Они различаются и называются по стабильным конечным продуктам распада:

аргоновый или калий-аргоновый,	кремниевый,
аргоновый активационный,	ксеноновый,
бериллиевый,	протактиниево-иониевый,
гелиевый,	радиоуглеродный,
иониевый,	ренийевый,
кальциевый,	стронциевый,
кислородный,	свинцовый и др.

Рассмотрим некоторые виды радиологического метода, получившие наиболее широкое применение в практике геологических исследований.

**Свинцовый метод** является одним из старейших. Впервые он был применен в 1907 г. учеником Э. Резерфорда канадским ученым Б. Болтвудом. В основе метода лежит процесс превращения изотопов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  в стабильные изотопы свинца  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ .

Современные основы свинцового метода были разработаны в 1938-1939 гг. А. Ниро, который установил вариации в изотопном составе природного свинца и показал возможность определения абсолютного возраста по четырем изотопным отношениям:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}, \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}, \frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}, \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$$

Пользуясь формулой (3.3), получим:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_{238}t} - 1; \quad (3.5)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_{235}t} - 1; \quad (3.6)$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}} = e^{\lambda_{232}t} - 1, \quad (3.7)$$

где  $\lambda_{238}$ ,  $\lambda_{235}$ ,  $\lambda_{232}$  — постоянные распада урана и тория. Разделив выражения (3.6) на (3.5), получим четвертое изотопное отношение

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}} = \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}. \quad (3.8)$$

Формула (3.8) позволяет вычислять возраст, не зная содержание  $^{235}\text{U}$  и  $^{238}\text{U}$ , поскольку отношение  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  практически одинаково для всех минералов и равно 137,8.

Для упрощения вычисления возраста по формулам (3.5) – (3.8) составлены специальные таблицы, номограммы и графики (рис. 3.1).

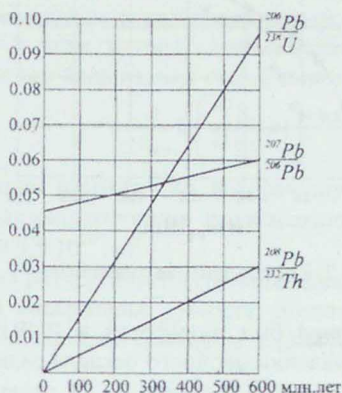


Рис. 3.1. Графики зависимости возраста минералов от величины изотопных отношений (по Г. Войткевичу)

Объектами изучения свинцовым методом являются минералы, содержащие уран и торий: уранинит, бреггерит, самарскит, монацит, ортит и другие. Очень часто для определения возраста используют циркон, который в качестве акцессорного минерала широко распространен в горных породах. В этом минерале часть атомов циркония замещена атомами урана. Свинец, образующийся при распаде урана, удерживается в кристаллической решетке циркона даже в том случае, если горная порода подвергается метаморфическим процессам, нарушающим целостность минерала.

Возрасты, определяемые по четырем независимым изотопным отношениям, должны быть согласующимися, конкордантными и в идеале соответствовать истинному возрасту минерала.

Уравнение (3.8) определяет кривую согласованных значений возраста, называемую конкордией. Конкордия – геометрическое место точек с равными значениями возраста по отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Ее график приведен на рис. 3.2. Практически же они оказываются различными или дискордантными из-за того, что минералы являются не абсолютно закрытыми системами, и из них происходит со временем утечка и материнских и дочерних атомов. Чтобы согласовать возраст и уменьшить разброс в их значениях до 2-5 %, существуют специальные методы.

В настоящее время свинцовый метод является одним из наиболее надежных. С его помощью с высокой точностью по величине изотопного отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  определяют возраст докембрийских минералов, а по величине изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  – послекембрийских.



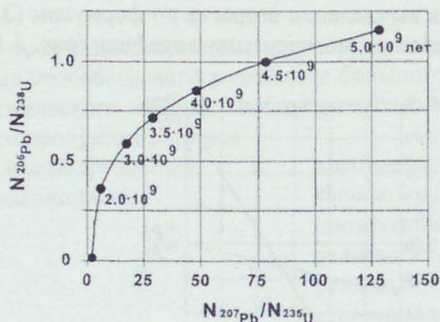


Рис. 3.2. Конкордантная диаграмма

**Калий-аргоновый метод** был разработан в 1949 г. в СССР Э.Герлингом. Метод основан на явлении двойного распада радиоактивного изотопа  $^{40}\text{K}$ : в результате  $\beta$ -распада около 90 % атомов  $^{40}\text{K}$  превращается в  $^{40}\text{Ca}$ , а в результате электронного  $K$ -захвата около 10 % атомов  $^{40}\text{K}$  превращается в  $^{40}\text{Ar}$ .

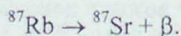
Возраст минералов в этом методе определяется по величине отношения  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  (которое тем больше, чем старше минерал) по формуле

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} = \frac{\lambda_e}{\lambda_e + \lambda_\beta} \left[ e^{(\lambda_e + \lambda_\beta)t} - 1 \right], \quad (3.9)$$

где  $\lambda_e$  – постоянная электронного  $K$ -захвата;  $\lambda_\beta$  – постоянная  $\beta$ -распада.

Калий-аргоновый метод имеет большое значение благодаря широкому распространению в земной коре калийсодержащих минералов. Для определения возраста этим методом используют калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, биотит, мусковит, лепидолит, пироксен, роговую обманку, являющиеся составными частями магматических и метаморфических пород, а также глауконоит, сильвин и карналлит, входящие в осадочные отложения. Однако не все минералы из выше названных хорошо удерживают радиогенный аргон. Под воздействием различных процессов, главным образом термальных, происходит разрушение минералов и утечка аргона. Это приводит к уменьшению возраста горных пород, т. е. к их «омоложению». Метод дает хорошие результаты при использовании устойчивых к внешним воздействиям минералов, таких, как биотит, мусковит, пироксены и амфиболы. Он позволяет датировать геологические образования в широком временном интервале от древнейших до неогеновых включительно.

**Стронциевый метод** основан на явлении распада изотопа  $^{87}\text{Rb}$  и накоплении в минералах атомов стабильного изотопа  $^{87}\text{Sr}$ . Распад происходит по схеме



Поскольку схема распада  $^{87}\text{Rb}$  простая, а изотоп  $^{87}\text{Sr}$  является нелетучим элементом и, следовательно, хорошо сохраняется в кристаллических решетках минералов, то стронциевый метод имеет некоторые преимущества по сравнению со свинцовым и калий-аргоновым. Непосредственно мерой возраста минерала в этом методе служит величина отношения содержаний  $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ , которая тем больше, чем старше минерал:

$$t = \frac{1}{\lambda_{87}} \ln \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}} + 1 \right), \quad (3.10)$$

где  $\lambda_{87}$  – постоянная распада  $^{87}\text{Rb}$ , которая определяется с большим трудом; обычно при геохронологических исследованиях используют два её значения –  $4,7 \cdot 10^{10}$  или  $5,0 \cdot 10^{10}$  лет.

Содержание радиогенного стронция даже в древнейших породах существенно меньше содержания рубидия, поэтому для вычисления возраста пользуются упрощенной, по сравнению с (3.10), формулой

$$t = \frac{1}{\lambda_{87}} \cdot \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}}. \quad (3.11)$$

Впервые стронциевый метод был применен в 1947 г. Д. Аренсом для определения возраста лепидолита месторождения Манитобы (Канада). При определении возраста минералов этим методом необходимо знать изотопный состав стронция, попавшего в минерал во время его образования. Этот стронций называют первичным и обозначают  $^{87}_0\text{Sr}$ . С его учетом число атомов дочернего изотопа  $^{87}\text{Sr}$  в момент времени  $t$

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}_0\text{Sr} + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda_{87}t} - 1). \quad (3.12)$$

Разделим обе части (3.12) на число атомов нерадиогенного изотопа  $^{86}\text{Sr}$ , которое остается неизменным в течение всего времени существования минерала. В результате получим

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{^{87}_0\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda_{87}t} - 1). \quad (3.13)$$

В горных породах величина изотопного отношения  $^{87}_0\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  является постоянной и одинаковой для всех минералов, слагающих породу. Обозначим это отношение через  $a$ . Содержание  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}$  в каждом минерале зависит от его физико-химических свойств. Поэтому величины отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  будут переменными. Обозначим их соответственно через  $y$  и  $x$ . Величина  $(e^{\lambda_{87}t} - 1)$  также является постоянной и одинаковой для всех минералов изучаемой горной породы. С учетом сделанных обозначений, уравнение (3.13) приобретет следующий вид:

$$y = a + bx. \quad (3.14)$$

В координатах  $y = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $x = ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  графическим представлением уравнения (3.14) служит прямая линия, которую называют изохроной в мо-

мент времени  $t$  или изохроной  $t$  (рис. 3.3). Тангенс угла наклона изохроны к оси абсцисс

$$\operatorname{tg} \alpha = b = e^{\lambda_{87} t} - 1.$$

Последнее соотношение применяют для непосредственного определения абсолютного возраста, используя для этого такие минералы, как слюды, полевые шпаты, амфиболы, пироксены, глаукоцит и др.

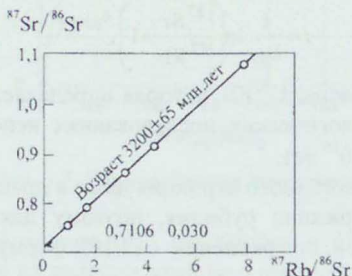
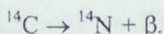
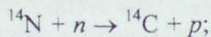


Рис. 3.3. Изохрона возраста гранита из Трансвааля, построенная на основании экспериментальных данных (по Гамильтону)

Стронциевый метод дает хорошие результаты при определении возраста докембрийских пород кислого и среднего составов, но не применим для определения возраста молодых пород из-за того, что рубидий мало распространен в земной коре, а период его полураспада очень велик. В ряде случаев для повышения надежности метода используют не единичные, а валовые пробы, которые лучше удовлетворяют условиям закрытости минералов.

**Радиоуглеродный метод** был предложен в 1947 г. американским физиком У. Либби (1908-1980). Метод основан на явлении распада радиоактивного изотопа  $^{14}\text{C}$ , который образуется в верхних слоях атмосферы при взаимодействии атомов азота с нейтронами по схеме:



Через несколько часов после образования радиоуглерод окисляется кислородом воздуха до радиоактивной двуокиси углерода и смешивается с нерадиоактивной двуокисью углерода  $\text{CO}_2$ . В процессе жизнедеятельности радиоуглерод попадает в организмы животных и растений, растворяется в воде морей и океанов, становясь составной частью карбонатных осадков.

Атмосфера, биосфера и гидросфера в совокупности представляют обменный резервуар, в котором непрерывно совершается круговорот углерода, приводящий к тому, что содержание  $^{14}\text{C}$  в любой части этого резервуара становится одинаковым. С прекращением своей жизнедеятельности растения и животные перестают принимать участие в обменном круговороте углерода.

С этого времени в их остатках содержание радиоуглерода начинает непрерывно уменьшаться за счет  $\beta$ -распада. Зная постоянную распада  $^{14}\text{C}$ , удельную радиоактивность  $^{14}\text{C}$  современного образца горной породы  $I_0$ , удельную радиоактивность  $^{14}\text{C}$  исследуемого образца  $I_t$ , можно определить время, прошедшее с момента гибели растения или животного, по формуле

$$t = \frac{1}{\lambda_{14}} \ln \frac{I_0}{I_t}. \quad (3.15)$$

Радиоуглеродный метод дает надежные результаты только в том случае, если концентрация  $^{14}\text{C}$  в обменном резервуаре остается постоянной в течение последних 60-65 тыс. лет. За это время не должны существенно изменяться интенсивность космического излучения, количество углерода и скорость его круговорота. Проверка этих условий осуществляется путем датирования образцов с известным возрастом. За последние 100 лет благодаря сжиганию в больших количествах нерадиоактивного углерода – нефти и газа, испытанию ядерного оружия, концентрация радиоуглерода в атмосфере существенно изменилась. Поэтому, чтобы избежать ошибок в определении возраста горных пород, в качестве эталонов используют образцы древесины, произраставшей в XIX веке.

Радиоуглеродный метод широко используют в своих исследованиях историки, археологи, почвоведы. В геологии он применяется для определения возраста антропогенных отложений и льда айсбергов ледникового периода.

### 3.3. Возраст Земли. Геохронологическая шкала

Важнейшей целью геохронологических исследований является определение возраста твердой Земли в целом и отдельных её частей.

В настоящее время невозможно выполнить прямые опыты, которые дали бы возможность точно определить возраст Земли. На основании результатов исследований можно указать лишь интервал, в котором заключено истинное значение возраста планеты: он не может быть меньше времени образования самых древних горных пород и больше минимального возраста атомов химических элементов.

Вопрос о возрасте химических элементов тесно связан с проблемой их генезиса. В основе обсуждения этого вопроса лежат две гипотезы. Согласно одной из них, все элементы образовались почти одновременно (в течение приблизительно 100 секунд) в результате взрыва нейтронного ядра. Взрыв предположительно произошел  $6 \cdot 10^9$  лет тому назад. Этот гипотетический возраст и принимается за возраст химических элементов.

Из второй гипотезы следует, что все элементы образуются непрерывно в звездах из водорода в результате термоядерных реакций и реакций нейтронного захвата. Одновременно с синтезом элементов, также непрерывно, происходит их «впрыскивание» в межзвездное пространство при взрывах сверхновых звезд. Время образования элементов в этом случае является не-

одинаковым. И в том материале, из которого образовалась Солнечная система, должны находиться элементы различных возрастов. За начало же галактического процесса синтеза элементов принимается время, приблизительно равное  $15 \cdot 10^9$  лет.

Минимальный возраст элементов оценивается в  $5,5 \cdot 10^9 - 6 \cdot 10^9$  лет и считается нижней границей возраста Земли.

Древнейшие горные породы земной коры, представленные гнейсами и кристаллическими сланцами, слагают так называемые докембрийские щиты, которые выходят на уровень современного эрозионного среза. На европейском континенте таких щитов два – Балтийский и Украинский, на азиатском значительно больше – Алданский, Анабарский (в пределах России), Северо-Китайский, Китайско-Вьетнамский, Индийский и Аравийский. Есть щиты и на других континентах. Возраст докембрийских пород, слагающих щиты, превышает 3 млрд лет. К наиболее древним относятся метаморфические образования Западной Гренландии, возраст которых оценен стронциевым методом в 3,8 млрд лет.

Поскольку первичная кора, образовавшаяся к завершающему этапу формирования планеты, была уничтожена последующими геологическими процессами, то возраст древнейших пород нельзя отождествлять с возрастом Земли. Он, по крайней мере, должен превышать 4 млрд лет.

Солнечная система и Земля как одна из её составных частей образовались из единого протопланетного газо-пылевого вещества. Предполагается, что космическая пыль, состоявшая из силикатов и железа, явилась первичным резервуаром с начальным распределением различных изотопов. Следовательно, для определения возраста Земли можно использовать вещество других объектов Солнечной системы, которое претерпело меньшие изменения, чем земное. Такими объектами в первую очередь могут служить метеориты и Луна.

Метеориты, как известно, делятся на каменные, железо-каменные и железные и состоят главным образом из трех фаз – силикатной, металлической и сульфидной. Каменные метеориты сложены в основном силикатным материалом, который минералогически представлен оливином и пироксеном. Железные метеориты состоят из никелистого железа. В железо-каменных метеоритах силикатная и металлическая фазы представлены примерно поровну. Сульфидная фаза в небольших количествах содержится во всех типах метеоритов.

Каменные метеориты делятся на хондриты (это наиболее распространенный тип метеоритов) и ахондриты. Хондриты состоят из шариков (хондр) диаметром 0,1-2,0 мм, сцементированных мелкозернистым материалом того же минерального состава. Ахондриты близки по составу и структуре к магматическим породам основного и ультраосновного составов.

Вещество хондритов, Земли и Солнца характеризуется близким изотопным составом наиболее распространенных химических элементов. Хонд-

риты имеют высокую температуру плавления, а если учесть, что радиоактивные элементы находятся в основном в силикатной фазе метеоритного вещества (в металлической они практически отсутствуют), то становится ясным, какую ценную информацию о возрасте Земли содержат хондриты.

В составе каменных метеоритов находятся уран, торий, калий, рубидий и самарий. Поэтому возраст метеоритов, благодаря его определению несколькими разновидностями радиологического метода, устанавливается с большой надежностью.

В СССР впервые такие исследования были выполнены Э. Герлингом в 1951 г. Используя калий-аргоновый метод, он показал, что возраст хондритов различного состава близок к 3 млрд лет. С тех пор в различных странах было выполнено много исследований метеоритного вещества и установлено, что его возраст можно оценить в  $4,5 \pm 0,1$  млрд лет. Таким же, вероятно, является и возраст Земли и Луны.

При изучении Луны было установлено, что её поверхность представляет собой чередование возвышенностей и впадин – морей. Возвышенности сложены магматическими породами основного состава типа анортозитов, впадины заполнены тоже породой основного состава – базальтами. Определение возраста лунного вещества было проведено в основном калий-аргоновым и стронциевым методами. Исследования показали, что возраст самых древних лунных пород составляет 4,5 – 4,0 млрд лет, т. е. он близок к возрасту планеты. Это означает, что хорошо сохранившаяся лунная кора сформировалась вскоре после образования Луны. Возраст лунных базальтов был оценен в 3,6 – 3,0 млрд лет.

На рис. 3.4 показаны изохроны возраста вещества метеоритов, Земли и Луны, построенные по данным свинцового метода. Из анализа этих изохрон был сделан вывод о том, что возраст метеоритов, Земли, Луны и, возможно, других объектов Солнечной системы можно оценить в  $4,55 \pm 0,05$  млрд лет.

В настоящее время возраст земной коры оценивается в 4,6 млрд лет. Благодаря исследованию лунных образцов, доставленных на Землю экспедициями американских космических кораблей «Аполлон» (начиная с 1969 г.) и советского «Лунохода» (1970 г.), синхронность процессов образования и ранней эволюции системы «Земля – Луна», которая сегодня не вызывает особых возражений, позволяет восстановить геологические «события» самой ранней истории Земли по сохранившимся продуктам на Луне. Как значительно меньшая по объёму, Луна быстро израсходовала свои глубинные (эндогенные) источники энергии и сохранила продукты наиболее ранних процессов без последующих изменений. Фактически после двух породообразующих событий (формирования анортозитовой коры – лунных «континентов» и базальтовых «морей») на Луне прекратились активные процессы, способные усложнить строение её внешней оболочки и затушевать («омолодить») первоначальный облик. Первое событие на Луне – формирование её анортозитовой оболочки, датируется интервалом 4,7 – 4,5 млрд лет, а второе – образова-

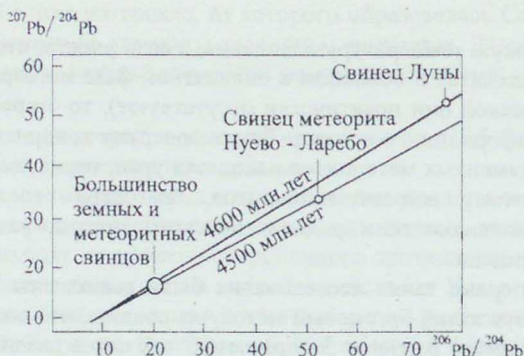


Рис. 3.4. Изохроны возраста метеоритов, Луны и Земли по данным свинцового метода (по Г. Войткевичу)

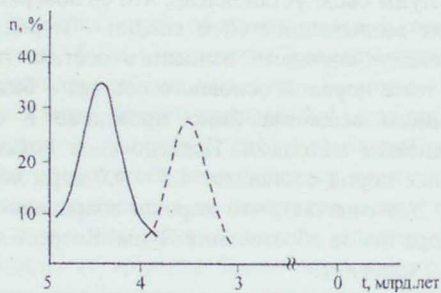


Рис. 3.5. Распределение возраста пород Луны: анортозитов – сплошная линия, базальтов – пунктирная

ние излившихся базальтовый «морей» – 3,7 – 3,4 млрд лет (рис. 3.5). Более поздних образований, моложе 3,0 млрд лет, на Луне не встречено.

Учёные полагают, что для Земли можно выделять «лунную стадию» её эволюции, которая на нашей планете восстанавливается с трудом вследствие наложившихся в последующие 3,0 млрд лет процессов и не завершившихся по сей день. На Земле эти процессы многократно прогрели (иногда расплавили) продукты «лунной стадии». В результате соотношения радиоактивных изотопов многократно нарушались, что приводило к существенному «омоложению» пород. Таким образом, на Земле мы имеем возможность фиксировать абсолютный возраст лишь поздних породообразующих процессов.

Результаты определения абсолютного возраста минералов и горных пород позволили построить хронологическую шкалу развития земной коры или, другими словами, геохронологическую шкалу (табл. 3.2).

Международная геохронологическая шкала фанерозоя (1965 г.)

Эра	Период	Начало периода, млн лет
Кайнозойская	Плейстоцен	$1,5 \pm 0,5$
	Плиоцен	$9 \pm 3,0$
	Миоцен	$25 \pm 2,0$
	Олигоцен	$37 \pm 2,0$
	Эоцен	$58 \pm 4,0$
Мезозойская	Палеоцен	$67 \pm 3,0$
	Мел	$137 \pm 5,0$
	Юра	$195 \pm 5,0$
Палеозойская	Триас	$230 \pm 10,0$
	Пермь	$285 \pm 10,0$
	Карбон	$350 \pm 10,0$
	Девон	$405 \pm 10,0$
	Силур	$440 \pm 10,0$
	Ордовик	$500 \pm 10,0$
Кембрий	$570 \pm 10,0$	

Первый вариант такой шкалы был создан в 1947 г. английским геологом А. Холмсом (1890-1965) на основании определения абсолютного возраста свинцовым методом в пяти опорных точках.

По мере накопления данных по определению абсолютного возраста и совершенствования методики их анализа были разработаны другие варианты геохронологической шкалы, согласовав и уточнив которые, Международная геохронологическая комиссия в 1965 г. опубликовала единую геохронологическую шкалу фанерозоя (см. табл. 3.2). Хотя с момента её опубликования прошло уже около сорока лет, за это время в неё были внесены несущественные поправки (приложение 3).

Фанерозой занимает в геологической истории Земли сравнительно небольшой промежуток времени. Большая часть этой истории приходится на докембрий или криптозойскую эру. Но геохронология докембрия находится пока в стадии разработки. Можно отметить только, не вдаваясь в дискутируемые вопросы, что длительность криптозоя оценивается приблизительно в 3,2 млрд. лет, если считать от момента образования древнейших пород, и 4,0 млрд. лет – от момента завершения формирования Земли./



## Глава 4. СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ

Сейсмичность – это способность земных недр порождать очаги землетрясений. При землетрясениях в течение коротких промежутков времени происходит выделение огромного количества энергии, приводящей к катастрофическому разрушению геологической среды. Под очагом землетрясения понимают локальную область, в которой происходят необратимые деформации горных пород. Условный центр очага получил название «гипоцентра землетрясения». Проекция гипоцентра на поверхность Земли называется эпицентром землетрясения, а проекция очаговой области – эпицентральной областью (рис. 4.1).

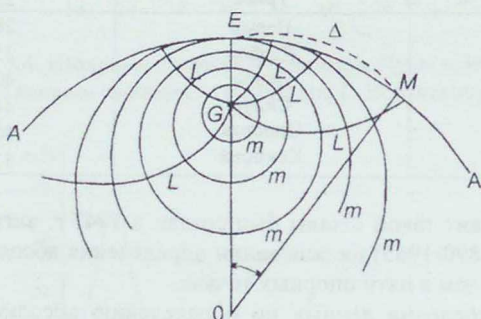


Рис. 4.1. Геометрическая характеристика землетрясения:

- A-A* – поверхность Земли; *O* – центр тяжести Земли; *G* – гипоцентр землетрясения;
- E* – эпицентр землетрясения; *M* – положение сейсмической станции;
- $\Delta$  и  $\psi$  – эпицентральное расстояние соответственно линейное и угловое;
- m* – фронты сейсмической волны; *l* – сейсмические лучи

За пределами очаговой области деформации среды имеют в основном обратимый или упругий характер и распространяются во все стороны в виде сейсмических волн, несущих информацию о вещественном составе и строении тех слоев Земли, в которых они распространяются. Академик князь Б. Голицын (1862-1916) – один из основоположников сейсмологии, науки о землетрясениях, их причинах, последствиях, прогнозе и мерах защиты от их разрушительного воздействия, образно сравнил эти катастрофические явления с фонарем, кратковременные вспышки которого позволяют человеку заглянуть в глубины нашей планеты. К настоящему времени почти все прямые данные о внутреннем строении Земли получены путем изучения закономерностей распространения в ней различных сейсмических волн, порожденных землетрясениями. Поэтому изучение сейсмичности Земли мы начнем с рассмотрения вопроса о сейсмических волнах.

## 4.1. Сейсмические волны

Регистрируемые при землетрясениях сейсмические или упругие волны бывают двух типов – объёмные и поверхностные.

Объёмные волны распространяются во всем объёме Земли. В 1828 г. французский механик, физик и математик С. Пуассон (1781-1840) впервые теоретически доказал, что в однородной изотропной среде могут существовать только два вида объёмных волн, распространяющихся с разными скоростями. Позже английский физик и математик Дж. Стокс (1819-1903) показал, что это продольные ( $P$ -волны) и поперечные ( $S$ -волны) волны.

При распространении продольной волны частицы среды смещаются в направлении её распространения. Среда в этом случае испытывает в основном деформацию растяжения-сжатия. При распространении поперечной волны частицы среды перемещаются в направлениях, перпендикулярных направлению распространения волны, т. е. среда подвергается сдвиговым деформациям. Частицы среды в этом случае движутся по эллиптическим траекториям, а плоскости эллипсов перпендикулярны направлению распространения  $S$ -волны.  $S$ -волну, таким образом, можно представить как суперпозицию двух поперечных волн –  $SH$  и  $SV$ . Для волны  $SH$  частицы среды смещаются перпендикулярно плоскости, в которой она распространяется; частицы среды при распространении волны  $SV$  смещаются в плоскости её распространения перпендикулярно траектории её движения (рис. 4.2).

Скорости движения и  $P$ - и  $S$ -волн зависят от свойств среды следующим образом (4.1):

$$\left. \begin{aligned} V_P &= \sqrt{\frac{1}{\rho} \left( K + \frac{4}{3} \mu \right)} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)} \frac{1}{\rho}}, \\ V_S &= \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{1}{2} \frac{E}{\rho(1+\nu)}}, \end{aligned} \right\} \quad (4.1)$$

где  $\rho$  – плотность вещества среды;  $E$  – модуль Юнга;  $\nu$  – коэффициент Пуассона;  $\mu$  – модуль сдвига;  $K$  – модуль всестороннего или объёмного сжатия.

Для большинства горных пород среднее значение коэффициента Пуассона составляет около 0,25. В этом случае отношение скоростей продольных и поперечных волн

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} = \sqrt{3} = 1,73. \quad (4.2)$$

Следовательно, продольные волны распространяются с большей скоростью, чем поперечные, и поэтому регистрируются сейсмографами на сейсмических станциях первыми. Это обстоятельство и послужило обоснованием для обозначения волн: продольные волны названы по первой букве английс-

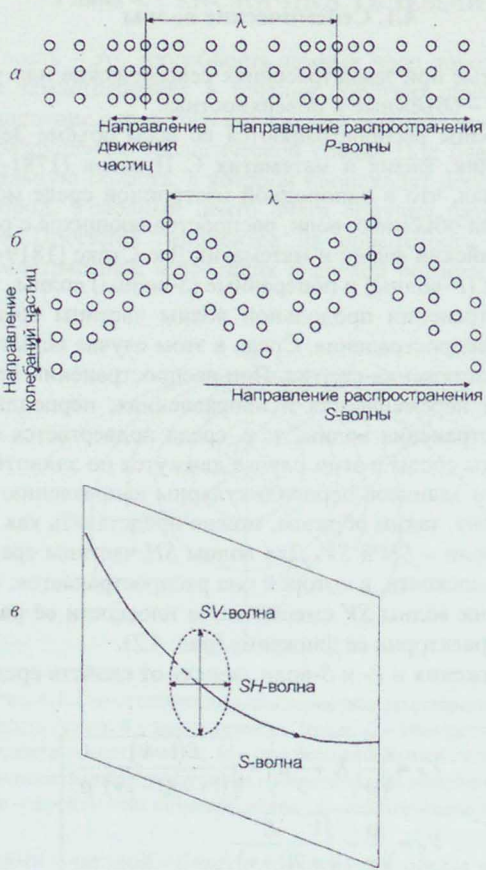
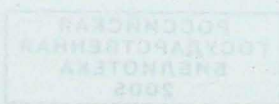


Рис. 4.2. Характер смещения частиц среды при распространении продольной (а) и поперечной (б, в) волн

кого слова primary (первичные); поперечные волны названы по первой букве тоже английского слова secondary (вторичные). Впервые продольные и поперечные волны были зарегистрированы в 1901 г. английским сейсмологом Р. Олдгемом.

По значениям скоростей распространения  $P$ - и  $S$ -волн с помощью формул (4.1) определяют такие важные физические параметры вещества Земли, как коэффициент Пуассона и плотность (см. главу 1, раздел 1.3):

$$v = \frac{a-2}{2(a-1)}, \quad (4.3)$$



где  $a = \frac{V_P^2}{V_S^2}$ ;

$$\frac{K}{\rho} = V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2, \quad \rho = \frac{K}{V_P^2 - 1,33V_S^2}. \quad (4.4)$$

Поверхностные волны, так же, как и объёмные, бывают двух видов. Они называются по именам ученых, теоретически обосновавших их существование: волны Рэлея были предсказаны в 1885 г. английским физиком Дж. Рэлеем (1842-1919); волны Лява – английским математиком А. Лявом (1863-1940) в 1911 г.

Волны Рэлея распространяются только вдоль свободной поверхности. Таковой для Земли является дневная поверхность. Частицы среды смещаются в вертикальной плоскости одновременно в двух взаимно перпендикулярных направлениях – вдоль и поперек направления распространения  $R$ -волны (рис. 4.3).

Частицы среды, таким образом, движутся по эллиптической траектории против часовой стрелки. При этом смещение  $U$  всегда меньше смещения  $W$ , между которыми существует следующее соотношение:  $U \approx 2/3 W$ . С глубиной величина смещений  $U$  и  $W$  убывает по показательному закону, и мощность слоя, в котором распространяется  $R$ -волна, составляет  $(1-2)\lambda$ , где  $\lambda$  – длина  $R$ -волны. Длина рэлеевских волн, возбуждаемых при землетрясениях, изменяется от десятков до первых сотен километров. Поэтому с помощью  $R$ -волн можно изучать внешние слои Земли (кору и верхнюю мантию) мощностью также в первые сотни километров. Рэлеевские волны высокой частоты затухают с глубиной быстрее, чем волны низкой частоты. Эта закономерность похожа на явление скин-эффекта при распространении электромагнитных волн в проводниках. В однородной среде  $R$ -волны не диспергируют, а их скорость, при равенстве коэффициента Пуассона вещества среды 0,25, связана со скоростью распространения поперечных волн следующим соотношением:

$$V_R = 0,9194V_S.$$

При  $\nu = 0,5$  (тяжелая несжимаемая жидкость)  $V_R = 0,9554V_S$ , т. е. скорость распространения  $R$ -волн меньше скоростей распространения  $P$ - и  $S$ -волн:

$$V_P > V_S > V_R,$$

и рэлеевские волны на сейсмограммах регистрируются после продольных и поперечных.

Волны Лява ( $L$ -волны) возникают в неоднородной среде, когда неоднородность представляет собой плоскопараллельный низкоскоростной однородный слой, лежащий на поверхности высокоскоростного однородного по-

лупространства (см. рис. 4.3, б). Смещение частиц среды при распространении  $L$ -волны происходит в горизонтальной плоскости в направлении, перпендикулярном её распространению. Величина скорости этой волны заключена в интервале

$$V_{S1} \leq V_L \leq V_{S2}.$$

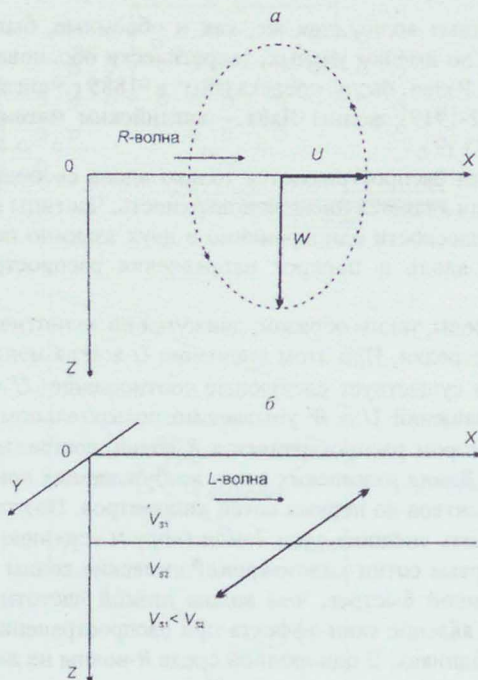


Рис. 4.3. Схемы смещения частиц среды при распространении волн Рэлея (а) и Лява (б)

Волны Лява распространяются в слое, и величина скорости их распространения зависит от частоты колебаний, т.е. эти волны диспергируют. При уменьшении частоты колебаний  $\omega$

$$\lim_{\omega \rightarrow 0} V_L(\omega) \rightarrow V_{S2}.$$

при увеличении частоты колебаний  $\omega$

$$\lim_{\omega \rightarrow \infty} V_L(\omega) \rightarrow V_{S1}.$$

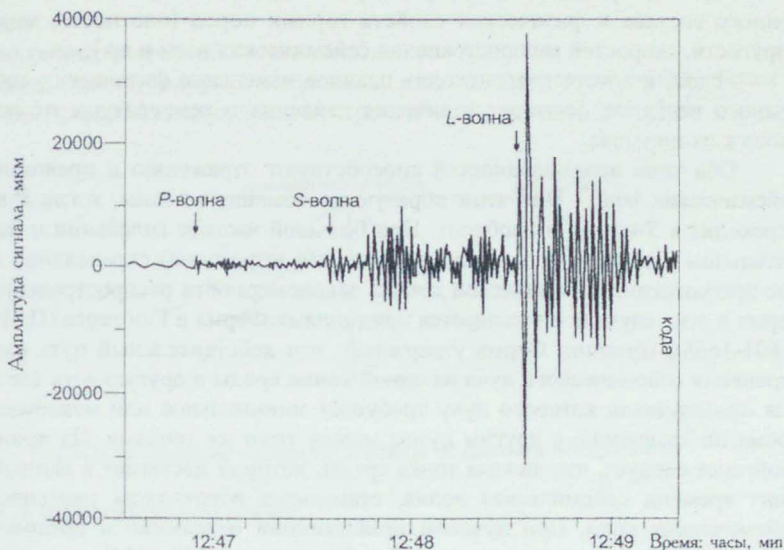


Рис. 4.4. Сейсмограмма землетрясения магнитудой 3.8, которое произошло 05.01.1995 г. в районе г. Соликамска (по данным сейсмостанции «Арти»)

С помощью  $L$ -волн, так же, как и с помощью  $R$ -волн, изучаются приповерхностные слои Земли мощностью в первые сотни километров. При сильных землетрясениях интенсивность обоих видов поверхностных волн бывает такой большой, что эти волны без существенного затухания несколько раз обегают Землю. Это позволяет детально изучать  $R$ - и  $L$ -волны даже при небольшом числе сейсмических станций (рис. 4.4).

Оба вида поверхностных волн были впервые зарегистрированы в конце XIX века. Но если идентификация записей колебаний  $R$ -волн на сейсмограммах была осуществлена сразу, то идентификация  $L$ -волн оказалась возможной только после того, как А. Ляв опубликовал свою теоретическую работу об этом виде волн.

## 4.2. Отражение и преломление сейсмических волн

Основная задача сейсмологии заключается в изучении вещественного состава и внутреннего строения Земли. Для этого необходимо знать, как влияют состав и строение Земли на распространение сейсмических волн. Главными неоднородностями внутри Земли являются:

- границы раздела, на которых происходит резкое изменение вещественного состава и физических свойств горных пород (плотности, модулей упругости, скоростей распространения сейсмических волн и др.);

- слои, в которых происходит плавное изменение физических свойств земного вещества по мере увеличения давления и температуры от кровли слоев к их подошве.

Оба типа неоднородностей способствуют отражению и преломлению сейсмических волн. При этом образуются обменные волны, когда  $P$ -волна переходит в  $S$ -волну, и наоборот. При большой частоте колебаний и на значительном удалении от источника (очага землетрясения) справедливо лучевое приближение сейсмической волны, закономерности распространения которых в этих случаях описываются принципами Ферма и Гюйгенса (П. Ферма (1601-1665)). Принцип Ферма утверждает, что действительный путь распространения сейсмического луча из одной точки среды в другую есть тот путь, для прохождения которого лучу требуется минимальное или максимальное время по сравнению с другим путем между теми же точками. Из принципа Гюйгенса следует, что каждая точка среды, которой достигает в данный момент времени сейсмическая волна, становится источником элементарных сейсмических волн. При лучевом приближении отражение и преломление сейсмических волн подчиняются закону Снеллиуса (1580-1626).

Рассмотрим несколько простых примеров отражения и преломления сейсмических волн.



Рис. 4.5. Отражение продольной волны от дневной поверхности

При падении продольной волны на свободную поверхность (дневную поверхность) от неё происходит отражение двух волн: продольной и поперечной (рис. 4.5).

При этом

$$\alpha_1 = \alpha_2;$$

Первые исследования по изучению отражения и преломления упругих волн на границе раздела двух однородных сред были выполнены английским математиком и физиком Дж. Гринном (1793-1841).

$$\frac{\sin \alpha_1}{V_P} = \frac{\sin \beta}{V_S},$$

т. е. отражение поперечной волны подобно преломлению.

Когда на свободную поверхность падает поперечная волна, также происходит отражение двух волн—поперечной и продольной (рис. 4.6).



Рис. 4.6. Отражение поперечной волны от дневной поверхности

Как и в предыдущем случае,

$$\alpha_1 = \alpha_2,$$

$$\frac{\sin \beta}{V_P} = \frac{\sin \alpha}{V_S}.$$

Волновая картина становится сложнее, если волна падает на поверхность раздела внутри Земли (такая поверхность называется несвободной). Отражение от такой поверхности происходит тогда, когда при переходе через неё изменяется акустическая жесткость горных пород, которая определяется как произведение плотности пород на скорость распространения в них сейсмических волн.

При падении продольной волны на несвободную поверхность образуются четыре новые волны: продольные — отраженная и преломленная и  $SV$ -волны — отраженная и преломленная (рис. 4.7).

Скорости и направления распространения всех волн по закону Снеллиуса находятся в следующем соотношении:

$$\frac{\sin \alpha}{V_{P1}} = \frac{\sin \alpha_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \beta}{V_{SV1}} = \frac{\sin \psi}{V_{P2}} = \frac{\sin \varphi}{V_{SV2}}.$$



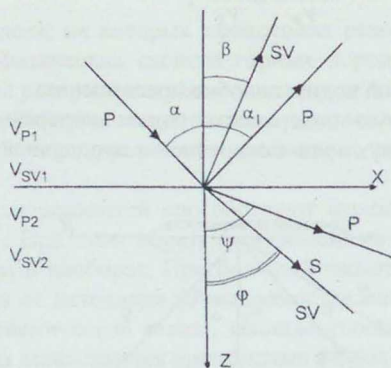


Рис. 4.7. Отражение и преломление продольной волны на границе двух сред

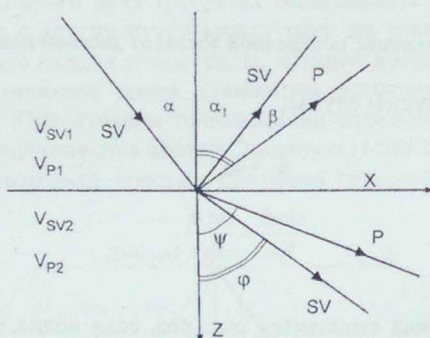


Рис. 4.8. Отражение и преломление *SV*-волны на границе двух сред

В точке падения на несвободную границу раздела поперечной *SV*-волны также образуются четыре новые волны, схема распространения которых показана на рис. 4.8, а соотношение количественных характеристик описано следующей формулой:

$$\frac{\sin \alpha}{V_{SV1}} = \frac{\sin \alpha_1}{V_{SV1}} = \frac{\sin \beta}{V_{P1}} = \frac{\sin \phi}{V_{SV2}} = \frac{\sin \psi}{V_{P2}}.$$

Волна *SH* отражается и преломляется без возбуждения продольной волны.

Из закона Снеллиуса следует:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{V_{P1}}{V_{P2}}$$

При некотором значении угла падения  $\alpha = \alpha_c$ , называемом критическим, угол преломления становится равным  $90^\circ$ . Тогда

$$\sin \alpha = \frac{V_{P1}}{V_{P2}},$$

и преломленная волна со скоростью  $V_{P2}$  будет распространяться вдоль несвободной границы раздела. В этом случае каждая точка на границе становится источником вторичной преломленной (головной) волны, движущейся под углом  $\alpha_c$  в слое выше границы (рис. 4.9). Регистрация преломленных волн такого типа, возбужденных при землетрясении в районе г. Скопле, дала А. Мохоровичичу основание сделать вывод о наличии границы раздела между корой и мантией.

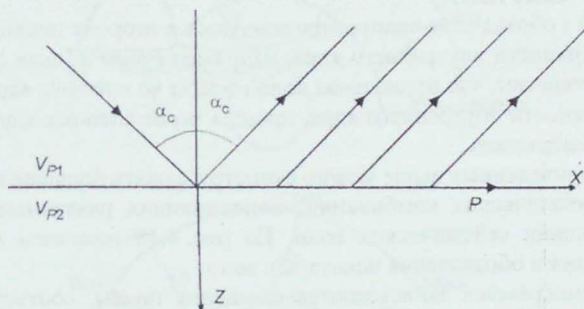


Рис. 4.9. Схема образования преломленной (головной) волны

В жидких средах, каковым является внешнее ядро Земли, модуль сдвига вещества равен нулю. Поэтому поперечные волны в таких средах распространяться не могут. Но эти волны дают отражения от поверхности внешнего ядра, а  $SV$ -волны на этой поверхности возбуждают продольные волны, которые проходят через ядро.

Продольные и поперечные волны, возбужденные в очаге землетрясения, порождают на различных границах раздела большое количество отра-

женных, преломленных и обменных волн, для обозначения которых разработана специальная символика:

- продольные и поперечные волны, распространяющиеся от очага землетрясения внутри Земли, обозначаются заглавными буквами  $P$  и  $S$ ;

- продольные и поперечные волны, испытавшие первое отражение от дневной поверхности, если не изменился их тип, обозначаются соответственно  $PP$ ,  $pp$ ,  $SS$ ,  $ss$ ;

- продольные и поперечные волны, распространяющиеся от очага землетрясения в сторону дневной поверхности, обозначаются малыми буквами  $p$ ,  $s$ . Если при отражении происходит смена типа волны, то отраженную волну обозначают так:  $PS$ ,  $SP$ ,  $ps$ ,  $sp$ ;

- для обозначения волн, отразившихся от поверхности внешнего жидкого ядра, используют малую букву  $c$ , например  $PcP$ ,  $ScS$ ,  $ScP$ ,  $PcS$ ;

- заглавная буква  $K$  используется для обозначения волны, путь которой частично проходит в жидком ядре. Например, запись  $PKP$  обозначает, что из очага землетрясения вышла продольная волна, которая преломилась на поверхности ядра, не изменив типа, прошла через жидкое ядро, ещё раз преломилась на поверхности ядра и, оставшись прежней, вышла на дневную поверхность;

- с помощью букв  $I$  и  $J$  обозначают соответственно продольные и поперечные волны, траектории которых частично проходят в твердом ядре, например  $PKIKP$  или  $PKJK$ ;

- буквой  $i$  обозначают волну, отразившуюся в сторону дневной поверхности от поверхности внутреннего ядра, например  $PKiKP$ . Такая символическая запись означает, что продольная волна вошла во внешнее ядро, отразилась от поверхности внутреннего ядра, прошла через внешнее ядро и вышла на дневную поверхность.

Кроме приведенных выше можно сконструировать большое количество и других символических комбинаций, описывающих различные ситуации в распространении сейсмических волн. На рис. 4.10 показаны траектории распространения и обозначения некоторых волн.

На сейсмограммах записываются смещения почвы, соответствующие различным видам волн, которые называются фазами. Первой регистрируется и записывается фаза прямой  $P$ -волны в наименее искаженном виде, затем – фаза прямой  $S$ -волны, далее фазы поверхностных волн (см. рис. 4.4). При сильных землетрясениях, когда регистрация волн осуществляется на больших эпицентральных расстояниях, запись волновой картины продолжается несколько часов. В этом случае на сейсмограмме записываются фазы, которые следуют за поверхностными волнами. Их в совокупности называют кодой (см. рис. 4.4). Анализ коды очень сложен, и первоначально её просто отбрасывали. Кода – это рассеянные или нерегулярные волны конкретной фазы. Первыми в коде регистрируются рассеянные волны фазы прямой продольной волны, далее рассеянные волны других фаз. Анализ коды, когда его

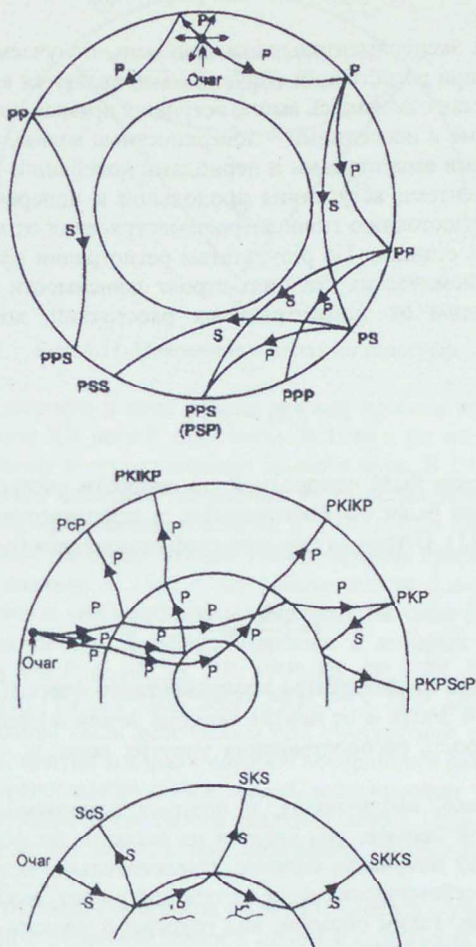


Рис. 4.10. Схемы лучей различных волн, распространяющихся в Земле, и их обозначения

научились осуществлять, позволил качественно выделять на границах коры и мантии, мантии и ядра зоны повышенной латеральной неоднородности мантийного вещества.

### 4.3. Годограф

Основными экспериментальными данными, получаемыми на сейсмических станциях при регистрации упругих волн, являются времена их вступления. Первыми, как отмечалось выше, вступают прямые продольные волны, затем – поперечные и последними – поверхностные волны, которые характеризуются большими амплитудами и периодами колебаний. Промежуток времени между моментами вступления продольной и поперечной волн прямо пропорционален расстоянию гипоцентра землетрясения от места расположения сейсмической станции. По результатам регистрации времен вступлений на нескольких сейсмических станциях строят зависимости времени пробега сейсмической волны от эпицентральных расстояний, которые называют годографами:

$$t = f(\Delta) = f(\Psi). \quad (4.5)$$

Если бы Земля была однородной, то скорости распространения в ней сейсмических волн были бы постоянными, а сейсмические лучи прямолинейными (рис. 4.11). В этом случае годограф описывался бы следующим выражением:

$$t = 2 \frac{R_0}{V} \sin \frac{\Psi}{2}, \quad (4.6)$$

где  $R_0$  – расстояние от гипоцентра поверхностного очага ( $G$ ) землетрясения до центра тяжести Земли и от центра тяжести Земли до сейсмической станции ( $A$ );  $V$  – скорость распространения упругих волн;  $\Psi$  – эпицентральное расстояние.

Земля, однако, неоднородна, и поэтому измеряемое время пробега сейсмических волн меньше, чем следует из расчетов по формуле (4.6), т. е. реальный годограф искривлен сильнее. Следовательно, величина скоростей распространения сейсмических волн с глубиной растет, а сейсмические лучи не прямолинейные. Таким образом, вид годографа зависит от того, как скорость распространения сейсмических волн изменяется с глубиной и функция  $t = f(\Psi)$  связана с функцией  $V = F(R_0)$ . Впервые аналитическое решение важной в сейсмологии задачи об определении вида функций  $V_P(R_0)$  и  $V_S(R_0)$  по экспериментальным годографам было дано немецкими сейсмологами Г. Герглотцем и Е. Вихертом в 1911 г. Спустя 20 лет на основе изучения закономерностей изменения скоростей распространения сейсмических волн с глубиной было получено первое модельное представление о внутреннем строении Земли.



Рис. 4.11. Пояснение к понятию годограф

Первые годографы в виде таблиц времен пробега упругих волн были построены в начале XX века Р. Олдгемом. В 1906 г. он же, проанализировав их, пришел к выводу о существовании земного ядра. В 1914 г. Б. Гутенберг составил достаточно полные и подробные на то время таблицы времен пробега для фаз волн, проникающих в ядро. К 1930 г. был накоплен огромный экспериментальный материал в виде таблиц времен пробега и Х. Джеффрис приступил к их анализу. С 1931 г. эту работу вместе с ним стал выполнять К. Буллен, и в 1940 г. они опубликовали первые таблицы (годографы), получившие название таблиц Джеффриса-Буллена, в которых были приведены времена пробега для  $P$ ,  $S$ ,  $pP$ ,  $sS$ ,  $PP$ ,  $PPP$ ,  $PS$ ,  $SP$ ,  $PPS$ ,  $SPP$ ,  $PSP$ ,  $SS$ ,  $SSP$ ,  $PSS$ ,  $SPS$ ,  $SSS$ ,  $PcP$ ,  $PcS$ ,  $ScP$ ,  $ScS$ ,  $ScSP$ ,  $PKP$ ,  $PKS$ ,  $SKP$ ,  $SKS$ ,  $PKKP$  и многих других фаз. Таблицы были рассчитаны для стандартной модели Земли, состоящей из коры, мантии и ядра, в которой поверхности равных скоростей  $P$ - (или  $S$ ) - волн представляют собой сферы, заключающие такие же объемы, как и соответствующие поверхности реальной Земли. Цель таблиц - служить некоторым стандартом данных при «среднем» глобальном землетрясении (К. Буллен, 1966, с. 223).

С тех пор таблицы-годографы не раз уточнялись с учетом изменявшихся представлений о строении Земли в целом и отдельных её частей, эллиптичности её фигуры и других данных. Кроме Х. Джеффриса и К. Буллена составлением подобных таблиц занимались и другие исследователи.

В качестве примера рассмотрим годографы некоторых простейших волн, показанных на рис. 4.12. Если сейсмическая станция расположена на эпицентральной расстоянии, равном  $60^\circ$ , то её сейсмографы первой регистрируют прямую  $P$ -волну; потом волну, отразившуюся от поверхности внешнего ядра ( $PcP$ ); затем продольную волну, один раз отразившуюся от поверхности Земли ( $PP$ ). Вслед за этой волной подойдут поперечная волна, образовавшаяся в результате отражения от поверхности внешнего ядра продольной волны, и прямая поперечная волна. Далее вступят две поперечных

волны: одна (*ScS*), отразившаяся от поверхности внешнего ядра, и вторая (*SS*), отразившаяся от дневной поверхности.

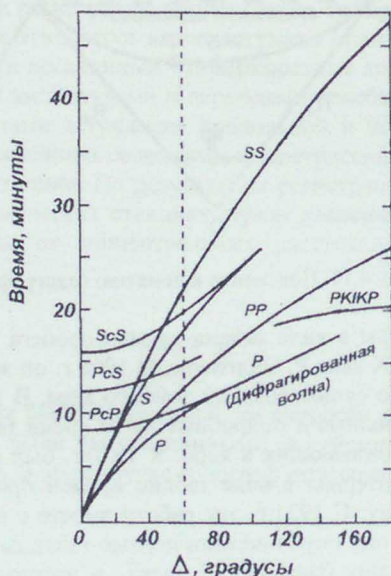


Рис. 4.12. Вид годографов простейших фаз для очага землетрясения, расположенного вблизи поверхности Земли

Волновая картина изменится, если её рассмотреть с эпицентрального расстояния, превышающего  $80^\circ$ , когда прямые и отраженные от поверхности внешнего ядра продольные и поперечные волны наложатся друг на друга. На эпицентральных расстояниях, превышающем  $103^\circ$ , не регистрируются продольные и поперечные волны: поперечные потому, что они не проходят через жидкое вещество внешнего ядра. Продольные волны, благодаря сильному уменьшению скорости распространения, при переходе из мантии в жидкое внешнее ядро преломляются на этой границе под небольшими углами и выходят на дневную поверхность на эпицентральных расстояниях, равном  $142^\circ$ . Поэтому в интервале эпицентральных расстояний от  $103$  до  $142^\circ$  наблюдается зона «тени» для продольных и поперечных волн.

В 1936 г. датский сейсмолог И. Леманн установила, что при  $\psi < 142^\circ$ , т. е. в зоне «тени», регистрируются какие-то волны небольшой амплитуды. Исходя из этого, она предположила, что на глубине около 5100 км находится внутреннее твердое ядро, в котором происходит резкое возрастание скорости распространения продольной волны. Поэтому лучи этих волн на границе ме-

жду внешним и внутренним ядром сильно отклоняются от нормали к ней и выходят на дневную поверхность в области «тени». Последующие исследования подтвердили выводы И. Леманн, а зарегистрированные ею волны были отождествлены с фазой *PKIKP*.

Поверхностные волны, периоды которых не превышают одной минуты, распространяются, как было отмечено выше, во внешнем слое Земли, характеризующемся большой неоднородностью строения и сильной изменчивостью физических свойств горных пород. Благодаря этому запись поверхностных волн на сейсмограммах заметно отличается по разным азимутам от эпицентра землетрясения. Дополнительное усложнение в форму записи этих волн вносит явление их дисперсии. Поэтому задача построения таблиц-годографов для поверхностных волн значительно более сложная, чем для объемных.

#### 4.4. Сейсмический луч. Параметр сейсмического луча

Сейсмический луч – это линия, перпендикулярная к поверхности фронта сейсмической волны. Вдоль луча происходит перенос упругой энергии или, иными словами, распространение сейсмической волны. В однородной и изотропной среде скорости распространения сейсмических волн постоянны, фронты сферичны, а сейсмические лучи прямолинейны. Для Земли, как было отмечено в разделе, посвященном понятию годографа, величина скоростей упругих волн возрастает с глубиной. Рассмотрим, какой в этом случае будет траектория распространения волны.

Пусть изменение величины скорости с глубиной описывается графиком, изображенным на рис. 4.13, *а*. Разобьем разрез по глубине на совокупность плоскопараллельных слоев одинаковой мощности  $\Delta Z$  и будем считать, что величина скорости в пределах каждого слоя постоянна и равна  $V_0, V_1, V_2, \dots, V_i, \dots, V_n$ . При этом  $V_0 < V_1 < V_2 \dots < V_i < \dots < V_n$ . Предположим, что в некоторой точке находится очаг землетрясения  $G$ , из которого во все стороны распространяются сейсмические волны. На рис. 4.13, *б* показан один из возможных лучей. Рассмотрим фрагмент этого луча (рис. 4.14).

Согласно закону Снеллиуса, на границе 1-2 будет иметь место следующее равенство:

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin \varphi_1}{V_2}; \quad (4.7)$$

на границе 2-3 —

$$\frac{\sin i_2}{V_2} = \frac{\sin \varphi_2}{V_3} \quad (4.8)$$



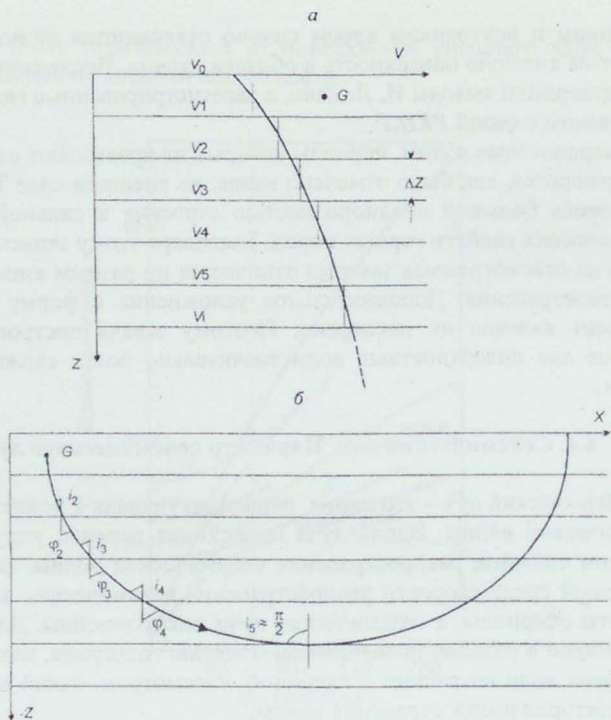


Рис. 4.13. Пояснения к понятию о сейсмическом луче

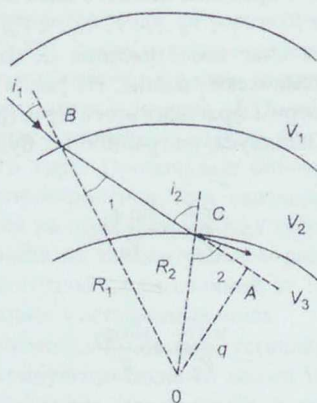


Рис. 4.14. Пояснения к понятию параметра сейсмического луча

и так далее. Из треугольников  $OAB$  и  $OCA$  следует, что  $OA = q = R_1 \sin \varphi_1 = R_2 \sin i_2$ , где  $R_1$  и  $R_2$  – расстояния от центра Земли до точек преломления сейсмического луча на границах 1-2 и 2-3. Умножим левую и правую части в (4.7) на  $R_1$ , а (4.8) на  $R_2$ . Тогда получим

$$\frac{R_1 \sin i_1}{V_1} = \frac{R_1 \sin \varphi_1}{V_2} = \frac{R_2 \sin i_2}{V_2} = \frac{R_2 \sin \varphi_2}{V_3}. \quad (4.9)$$

Формула (4.9) справедлива для любого числа преломляющих границ. Из неё следует:

$$\frac{R \sin i}{V} = \text{const} = P, \quad (4.10)$$

где  $P$  – параметр данного сейсмического луча. На некоторой глубине, называемой глубиной максимального проникновения луча, угол падения становится равным  $90^\circ$ . В этом случае  $\sin i = 1$ , а параметр луча

$$P = \frac{R}{V}. \quad (4.11)$$

С глубины максимального проникновения луч возвращается на дневную поверхность (см. рис. 4.13, б) и регистрируется сейсмографами. Если известна глубина максимального проникновения луча и его параметр, то по формуле (4.11) можно вычислить скорость сейсмической волны на этой глубине.

Сейсмические волны, распространяющиеся от очага землетрясения, проникают на различные глубины, вплоть до центра Земли. Следовательно, регистрируя эти волны, можно с помощью формулы (4.11) получить распределение значений скоростей распространения сейсмических волн от поверхности Земли до её центра. Эта задача решается путем установления зависимости между величиной параметра луча и временем распространения сейсмической волны от очага землетрясения до сейсмической станции.

Рассмотрим ее решение. Пусть на дневную поверхность в двух близко расположенных точках выходят сейсмические лучи (рис. 4.15) 1 и 2. Обозначим приращение эпицентрального расстояния через  $d\Delta$ , а разницу в длине траектории волны 2 по сравнению с длиной траектории волны 1 через  $dR$ . Тогда можно записать:

$$\sin i_0 = \frac{dR}{d\Delta}, \text{ но } dR = V_0 dt, \text{ ,}$$

где  $V_0$  – скорость распространения сейсмической волны вблизи дневной поверхности;  $dt$  – время, за которое волна проходит отрезок пути, равный  $dR$ .

Приращение эпицентрального расстояния  $d\Delta$  выразим через радиус Земли  $R_0$  и приращение эпицентрального угла  $d\psi$ :

$$d\Delta = R_0 d\psi.$$

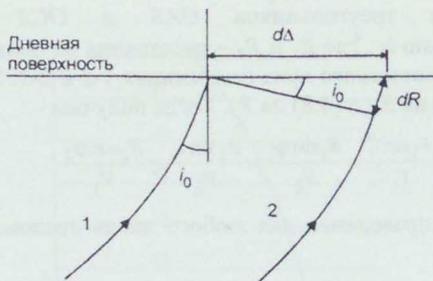


Рис. 4.15. Пояснения к выводу формулы Бендорфа

Тогда

$$\sin i_0 = \frac{V_0}{R_0} \frac{dt}{d\psi},$$

но  $\frac{R_0 \sin i_0}{V_0}$  есть параметр луча, следовательно,

$$P = \frac{dt}{d\psi}. \quad (4.12)$$

Выражение (4.12) называется формулой Бендорфа. С её помощью определяется параметр луча, как производная годографа по эпицентральному расстоянию.

Теперь, зная параметр луча, чтобы определить скорость волны, надо найти  $R$  для конкретного луча. Эта задача решается несколькими способами. Рассмотрим наиболее простой из них, предложенный Б. Гутенбергом. Правда, этот способ имеет существенный недостаток, так как позволяет определять скорость волны только на глубине очага землетрясения. Суть способа состоит в следующем (рис. 4.16).

Параметр сейсмического луча, вышедшего из очага землетрясения под углом, равным  $90^\circ$ , определяется выражением

$$P_1 = \frac{R_1}{V_1}.$$

Остальные лучи выходят из очага под углами, не равными  $90^\circ$ , и их параметры определяются по формуле (4.10).

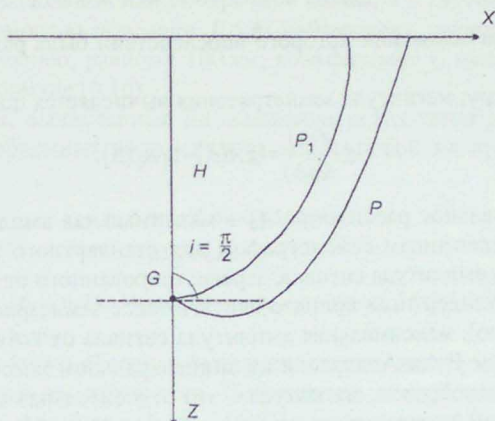


Рис. 4.16. Пояснения к методу Б. Гутенберга

Из сопоставления  $P_1$  и  $P$  следует, что  $P_1$  является максимальным параметром для всех лучей, выходящих из очага. Для определения его значения необходимо исследовать функцию  $P$  на экстремум, т. е. решить уравнение

$$\frac{d^2t}{d\psi^2} = 0$$

относительно параметра луча. Корень этого уравнения и будет искомым значением  $P_1$ . Оценив каким-либо способом глубину до гипоцентра землетрясения  $H$  и зная величину параметра  $P_1$ , можно вычислить скорость  $V_1$  на глубине  $H$ .

#### 4.5. Количественная характеристика землетрясений

В истории развития сейсмологии, как и любой другой отрасли знания, есть события, которые делят её на два существенно различных периода – качественный и количественный. До 1892 г., т. е. до момента, когда Милн изобрел сейсмограф, изучение землетрясений носило в основном описательный или качественный характер. Начиная с 1892 г. в сейсмологию вошло понятие числа, меры, и для анализа разнообразных сейсмических явлений стали применять инструментально-аналитические методы. Этапными событиями в истории сейсмологии стали изобретение Б. Голицыным сейсмографа с гальванической регистрацией колебаний почвы и разработанный им же в 1915 г. метод оценки порядка величины энергии, выделяющейся при землетрясении. Но, пожалуй, определяющее значение на становление этого научного направления оказало введение в 1935 г. Ч. Рихтером фундаментального поня-

тия магнитуды, на основании которого впоследствии была разработана шкала магнитуд.

По Ч. Рихтеру, магнитуда землетрясения вычисляется по формуле

$$M = \lg \frac{A(\Delta)}{A_0(\Delta)} = \lg A(\Delta) - \lg A_0(\Delta), \quad (4.13)$$

где  $\Delta$  – эпицентральный расстояние;  $A_0$  – максимальная амплитуда сигнала, записанного определенным сейсмографом для стандартного землетрясения;  $A$  – максимальная амплитуда сигнала, зарегистрированного от произвольного землетрясения. Стандартным принято считать такое землетрясение (его магнитуда равна нулю), максимальная амплитуда сигнала от которого, записанного сейсмографом Вуди-Андерсона на эпицентральной дистанции 100 км, равна 1 мкм. Таким образом, магнитуда – это относительная количественная характеристика землетрясения, а шкала магнитуд, определяющая стандартное землетрясение, позволяет оценивать магнитуду других землетрясений по отношению к стандартному при условии, что регистрация от стандартного и произвольного землетрясений производится в одинаковых условиях.

Анализируя параметры землетрясений Калифорнии, эпицентральные расстояния которых не превышали 600 км, Ч. Рихтер установил:

$$\lg A_0 = 6,37 - 3 \lg \Delta. \quad (4.14)$$

Сейсмограф Вуди-Андерсона усиливает сейсмический сигнал в 2800 раз. Поэтому  $\lg A = \lg (2800 a)$ , где  $a$  – амплитуда смещения грунта в мкм. Подставляя в формулу (4.13) значение  $\lg A_0$  и  $\lg A$ , получим

$$M = \lg A + 3 \lg \Delta - 2,92. \quad (4.15)$$

В формуле (4.15), которая используется для определения магнитуды землетрясений, если их гипоцентры находятся на глубине менее 60 км, амплитуда смещения грунта определяется в мкм, эпицентральный расстояние – в км.

При регистрации сигналов на эпицентральных расстояниях, превышающих 600 км, на сейсмографах преобладают записи поверхностных волн с периодами около 20 с. В этом случае магнитуда определяется по формуле

$$M_S = \lg A + \alpha \lg \Delta + \beta, \quad (4.16)$$

в которой  $\alpha$  и  $\beta$  – некоторые постоянные коэффициенты, численное значение которых устанавливается эмпирическим путем. Б. Гутенберг, проведя статистический анализ параметров землетрясений с известными магнитудами, показал, что  $\alpha = 1,656$ ;  $\beta = 1,818 + C$ , где  $C$  – стационарная поправка, с помощью которой наблюдения приводятся к так называемому «стандартному» грунту.

По результатам регистрации объемных волн магнитуда вычисляется по формуле

$$m_b = \lg (a/T) + f(\Delta, h) + C, \quad (4.17)$$

где  $T$  – период продольной или поперечной волны;  $h$  – глубина до очага землетрясения; с помощью поправки  $f(\Delta, h)$  наблюдения приводятся к эпицентральному расстоянию, равному 100 км; коэффициент  $C$  имеет то же содержание, что и в формуле (4.16).

Магнитуды, вычисленные на основании результатов регистрации поверхностных и объемных волн, связаны между собой эмпирическими соотношениями.

$$\left. \begin{aligned} m_b &= 2,5 + 0,63 M_S \\ M_S &= 1,59 m_b - 3,67 \end{aligned} \right\} \quad (4.18)$$

$M_S$  равна  $m_b$  при  $M_S \approx 6,75$ . При меньших значениях  $M_S$   $M_S < m_b$ ; при больших значениях  $M_S$   $M_S > m_b$ .

Шкала магнитуд является фундаментальным инструментом для количественной оценки землетрясения. Погрешность в определении магнитуды по эмпирическим формулам (4.15) – (4.17) не превышает 0,2 – 0,3. Для землетрясений с  $M_S > 8$  величина магнитуды стремится к некоторому пределу. В этом случае для надежного определения магнитуды используется специальная шкала магнитуд  $M_W$ .

Кроме шкалы магнитуд для характеристики землетрясений применяется двенадцатибалльная шкала интенсивности. Между обеими шкалами установлена качественная связь. Соотношение между магнитудой и интенсивностью землетрясений в зависимости от глубины залегания очага приведено в табл. 4.1

Таблица 4.1

Соотношение между магнитудой и балльностью в зависимости от глубины залегания очага землетрясения

Глубина, км	Магнитуда			
	5	6	7	8
10	7	8-9	10	11-12
20	6	7-8	9	10-11
40	5	6-7	8	9-10

Между микросейсмическими колебаниями почвы и магнитудой существует прямая корреляционная зависимость: чем больше смещение почвы, тем больше магнитуда. Пользуясь этой зависимостью, можно «на глаз», не проводя инструментальных измерений, определять магнитуду. Слабые толчки, ощущаемые человеком, свидетельствуют о том, что произошло землетрясение с магнитудой  $M_S \approx 2$ ; разрушение слабых строительных конструкций происходит при землетрясении с  $M_S \approx 5$ ; землетрясение с  $M_S > 6$  приводит к разрушению каменных зданий и сооружений.

При распространении сейсмических волн происходит перенос упругой энергии. Потенциальная энергия волны прямо пропорциональна квадрату амплитуды смещения почвы ( $a^2$ ), а кинетическая энергия – прямо пропорциональна квадрату скорости смещения ( $a^2/T^2$ ). Это дает основание оцени-

вать количество энергии, выделившейся при землетрясении, по величине его магнитуды. Впервые, как уже отмечалось, эту задачу решил Б. Голицин. Удобную формулу, связывающую  $M_S$  и  $E_S$  (энергию), предложили Ч. Рихтер и Б. Гуттенберг:

$$\lg E_S = A + BM_S, \quad (4.19)$$

где  $A$  и  $B$  – постоянные коэффициенты, определяемые экспериментально. Энергию землетрясений определяют как по поверхностным, так и по объёмным волнам. Для землетрясений Южной Калифорнии Ч. Рихтер и Б. Гуттенберг установили следующие эмпирические соотношения между энергиями и магнитудами землетрясений для поверхностных и объёмных волн:

$$\left. \begin{aligned} \lg E_S &= 11,8 + 1,5M_S, \\ \lg E_b &= 5,8 + 2,4m_b. \end{aligned} \right\} \quad (4.20)$$

Аналогичные соотношения, но с несколько иными числовыми коэффициентами были предложены М. Ботом:

$$\left. \begin{aligned} \lg E_S &= 12,24 + 1,44M_S, \\ \lg E_b &= 6,5 + 2,3m_b. \end{aligned} \right\} \quad (4.21)$$

В формулах (4.20), (4.21) числовые коэффициенты подобраны так, чтобы энергия определялась в эргах (1 эрг равен  $10^{-7}$  Дж). В табл. 4.2 приведены данные о соотношениях между магнитудами и энергиями землетрясений.

Таблица 4.2

Магнитуда и энергия землетрясений

$M_S$	$E_S$ , эрг	$M_S$	$E_S$ , эрг
4,0	$6,3 \cdot 10^{17}$	6,5	$3,6 \cdot 10^{21}$
4,5	$3,6 \cdot 10^{18}$	7,0	$2,0 \cdot 10^{22}$
5,0	$2,0 \cdot 10^{19}$	7,5	$1,1 \cdot 10^{23}$
5,5	$1,1 \cdot 10^{20}$	8,0	$6,3 \cdot 10^{23}$
6,0	$6,3 \cdot 10^{20}$	8,5	$3,6 \cdot 10^{24}$

Важнейшим вопросом при изучении землетрясений является установление пространственно-временной закономерности, которой они подчиняются. Первая работа, посвященная разрешению этого вопроса, была опубликована в 1941 г. Б. Гуттенбергом и Ч. Рихтером. Авторы показали, что зависимость между количеством землетрясений и их магнитудами описывается экспоненциальной функцией, а для описания зависимости между среднегодовым числом сейсмических событий ( $N$ ) и магнитудой они предложили эмпирические формулы:

$$\left. \begin{aligned} \lg N &= 8,2 - 1,1M_S, \quad M_S > 7,3, \\ \lg N &= 4,6 - 0,6M_S, \quad 5,8 < M \leq 7,3 \end{aligned} \right\} \quad (4.22)$$

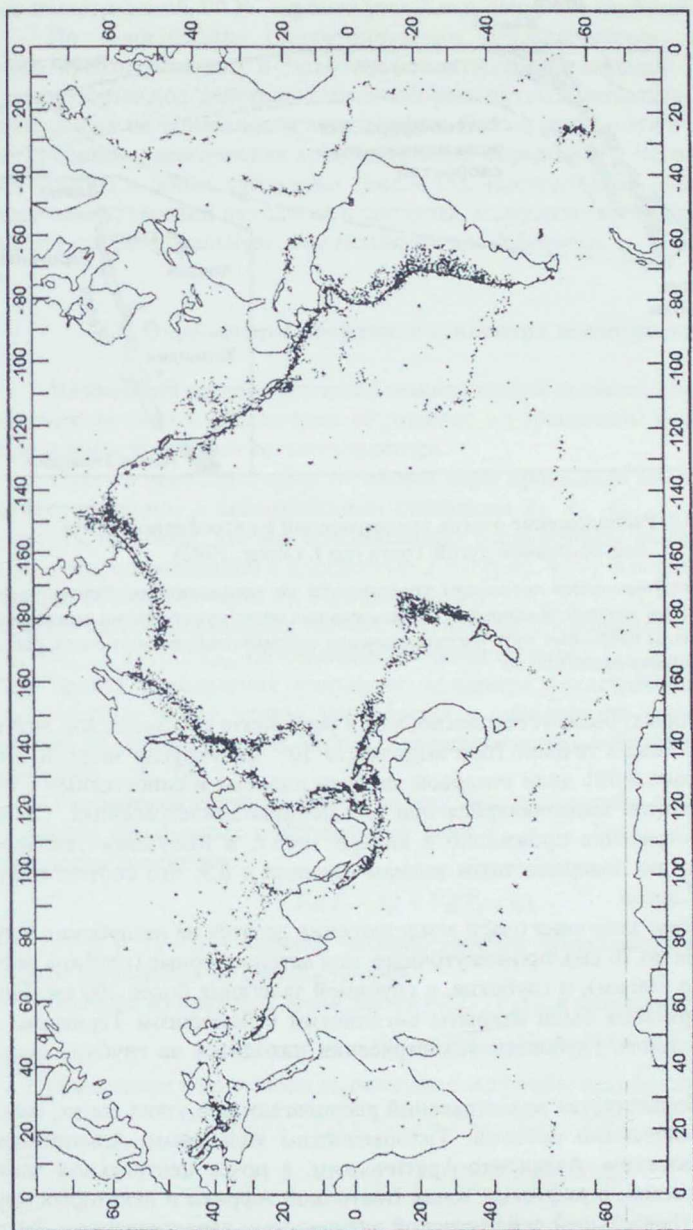


Рис. 4.17. Эпицентры землетрясений, произошедших в 1961-1967 гг.



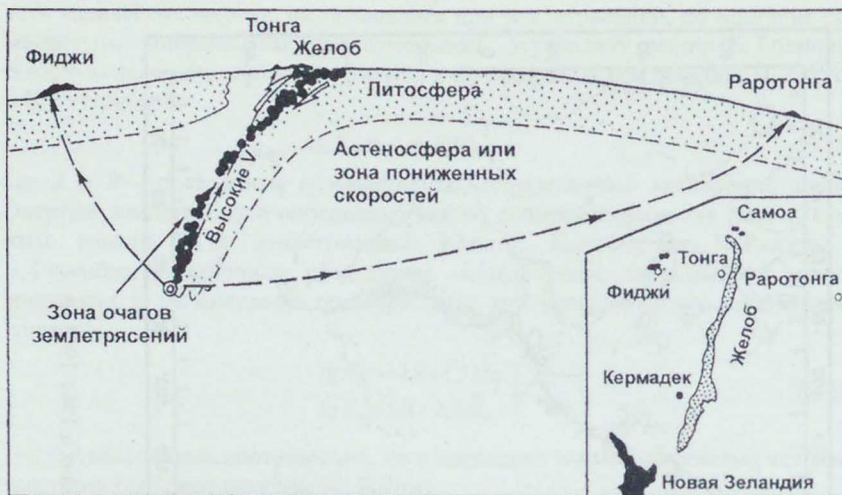


Рис. 4.18. Расположение очагов землетрясений в литосферной плите под островной дугой Тонга (по J. Oliver, 1982)

Поверхность погружающейся литосферы трассируется по расположению очагов землетрясений и высоким значениям скорости  $V$  сейсмических волн; пунктирными линиями со стрелками показаны некоторые пути распространения сейсмических волн от очага, расположенного на глубине около 600 км

исходя из которых, было установлено, что в результате сейсмической активности земных недр в течение года выделяется  $10^{25}$  эрг упругой энергии. Это составляет около 0,001 доли тепловой энергии планеты и сопоставимо с количеством энергии, выделяющейся при сильнейших землетрясениях. Самое сильное землетрясение произошло в январе 1906 г. в Колумбии-Эквадоре. Его магнитуду по поверхностным волнам оценили в 8,9, что соответствует энергии в  $10^{25}$  эргов.

По глубине залегания очаги землетрясения делятся на неглубокие (глубина залегания до 70 км), промежуточные, или астеносферные (глубина залегания от 70 до 300 км), и глубокие, с глубиной залегания более 300 км. Глубокие землетрясения были открыты английским сейсмологом Тернером в 1922 г. Очаг самого глубокого землетрясения находится на глубине около 720 км.

Очаги большинства землетрясений располагаются в узких зонах, называемых сейсмическими поясами: Тихоокеанским кольцевым, Альпийским, Памиро-Байкальским, Атлантико-Арктическим, в поясе центральной части Индийского океана, в рифтовых зонах Восточной Африки и некоторых других районах. Наибольшей сейсмической активностью характеризуется Тихо-

океанский кольцевой пояс. В его пределах находится около 80 % очагов мелких землетрясений, 90 % – промежуточных и почти все глубокие (рис. 4.17).

По современным геотектоническим представлениям, сейсмические пояса пространственно и генетически связаны с границами литосферных плит, которые под действием конвективных потоков вещества в мантии перемещаются по поверхности астеносферы. Плиты расходятся в стороны в зонах срединно-океанических хребтов (в зонах спрединга) и погружаются одна под другую в зонах субдукции (рис. 4.18). Исследования показывают, что очаги землетрясений находятся в пределах погружающегося фрагмента плиты. Эту сейсмофокальную зону называют зоной Беньофа.

#### 4.6. Определение координат эпицентра землетрясения

Важнейшей задачей изучения землетрясений является определение положения их очагов. Рассмотрим ее решение в упрощенном виде на примере определения координат только эпицентра.

Пусть в некоторой области земной коры произошло землетрясение, зарегистрированное  $n$  сейсмическими станциями  $A_1, A_2, A_3, \dots, A_i, \dots, A_n$ . Для простоты положим, что все сейсмостанции расположены на горизонтальной плоскости, совмещенной с плоскостью  $Z = 0$  (рис. 4.19). Координаты сейсмостанций обозначим через  $X_1, Y_1; X_2, Y_2; X_3, Y_3; \dots X_i, Y_i; \dots X_n, Y_n$ , а время регистрации на сейсмостанциях первых вступлений продольных волн через  $T_{P1}, T_{P2}, T_{P3}, \dots, T_{Pi}, \dots, T_{Pn}$ , (поперечных – соответственно  $T_{S1}, T_{S2}, T_{S3}, \dots, T_{Si}, \dots, T_{Sn}$ ). Задача определения координат эпицентра землетрясения состоит из двух частных задач: первая заключается в определении времени  $t_0$ , когда произошло землетрясение, вторая – в определении собственно координат эпицентра  $X_0, Y_0$ .

Рассмотрим сначала первую задачу. Пусть известны скорости распространения продольных и поперечных волн  $V_P$  и  $V_S$ . Тогда можно записать следующее равенство:

$$V_P(T_P - t_0) = V_S(T_S - t_0), \quad (4.23)$$

где  $T_P - t_0$  и  $T_S - t_0$  – времена распространения продольных и поперечных волн от гипоцентра до сейсмостанции.

Вычтем из правой и левой частей (4.23)  $V_S T_P$ , в результате получим:

$$V_P T_P - V_P t_0 - V_S T_P = V_S T_S - V_S t_0 - V_S T_P.$$

Выполним в последнем выражении следующие преобразования

$$T_P(V_P - V_S) = V_S T_S + V_P t_0 - V_S t_0 - V_S T_P;$$

$$T_P(V_P - V_S) = t_0(V_P - V_S) + V_S(T_S - T_P);$$

$$T_P - t_0 = \frac{V_S}{V_P - V_S} (T_S - T_P)$$

или

$$T_P = t_0 + \frac{T_S - T_P}{K - 1}, \quad (4.24)$$

где  $K = \frac{V_P}{V_S}$ .

Уравнение (4.24) называется уравнением Вадати. Из него следует, что между временем регистрации первого вступления продольной волны и разностью времен регистрации первых вступлений поперечной и продольной волн существует линейная зависимость. При  $T_S - T_P = 0$ ,  $T_P = t_0$ , т. е. длина отрезка, отсекаемого графиком Вадати на оси  $T_P$ , численно равна времени, когда произошло сейсмическое событие. Тангенс угла наклона прямой  $T_P = f \cdot (T_S - T_P)$  равен  $\frac{1}{K - 1}$ .

$$K = \text{ctg} \alpha - 1. \quad (4.25)$$

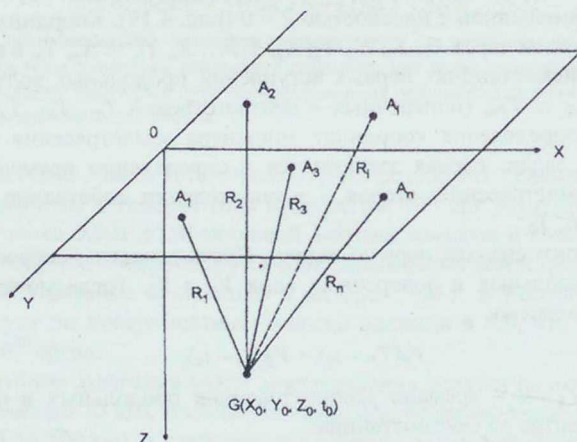


Рис. 4.19. Пояснения к методу определения координат эпицентра землетрясения

Таким образом, по формуле (4.25) можно вычислить отношение скоростей распространения продольных и поперечных волн и оценить величину коэффициента Пуассона.

График Вадати (рис. 4.20) строится по результатам регистрации упругих волн несколькими сейсмическими станциями. Поскольку Земля неоднородна, то упругие волны по различным направлениям распространяются с разными скоростями. Вследствие этого точки с координатами  $\{T_P, T_S - T_P\}$



Расстояния, определяемые по (4.26) и (4.27), не равны. Это обстоятельство и используем для вычисления координат эпицентра землетрясения.

Вычтем из  $R_i^2 - R_1^2$ , а из  $\bar{R}_i^2 - \bar{R}_1^2$ . В результате получим  $(n-1)$  выражений вида

$$R_i^2 - R_1^2 = 2(X_1 - X_i)X_0 + 2(Y_1 - Y_i)Y_0 - (X_1^2 - X_i^2) - (Y_1^2 - Y_i^2) \quad (4.28)$$

и 
$$\bar{R}_i^2 - \bar{R}_1^2 = V_P^2 t_{Pi}^2 - V_P^2 t_{P1}^2 - t_{Pi}^2. \quad (4.29)$$

Найдем разность выражений (4.28) (4.29). В результате получим

$$2(X_1 - X_i)X_0 + 2(Y_1 - Y_i)Y_0 - (X_1^2 - X_i^2) - (Y_1^2 - Y_i^2) - V_P^2 t_{Pi}^2 + V_P^2 t_{P1}^2 = \delta_i. \quad (4.30)$$

Пусть сумма квадратов разностей (4.30) будет минимальной, тогда

$$S^2 = \sum_{i=1}^n \delta_i^2 = \sum_{i=1}^n \left[ 2(X_1 - X_i)X_0 + 2(Y_1 - Y_i)Y_0 - (X_1^2 - X_i^2) - (Y_1^2 - Y_i^2) - V_P^2 t_{Pi}^2 + V_P^2 t_{P1}^2 \right]^2. \quad (4.31)$$

Введем следующие обозначения:

$a_i = 2(X_1 - X_i)$ ,  $b_i = 2(Y_1 - Y_i)$ ,  $(X_1^2 - X_i^2) + (Y_1^2 - Y_i^2) + V_P^2 t_{Pi}^2 - V_P^2 t_{P1}^2 = d_i$ ,  
теперь

$$S^2 = \sum_{i=1}^n (a_i X_0 + b_i Y_0 - d_i)^2 = \min. \quad (4.32)$$

Чтобы определить значения  $X_0$  и  $Y_0$ , при которых функция (4.32) принимает минимальное (экстремальное) значение, её необходимо продифференцировать по  $X_0$ ,  $Y_0$  и приравнять нулю результаты дифференцирования. В итоге мы получим систему двух уравнений, решением которой являются значения координат эпицентра землетрясения:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial S^2}{\partial X_0} &= \sum_{i=1}^n (a_i X_0 + b_i Y_0 - d_i) a_i = 0, \\ \frac{\partial S^2}{\partial Y_0} &= \sum_{i=1}^n (a_i X_0 + b_i Y_0 - d_i) b_i = 0, \end{aligned} \right\} \left. \begin{aligned} \sum_{i=1}^n a_i^2 X_0 + \sum_{i=1}^n a_i b_i Y_0 &= \sum_{i=1}^n a_i d_i, \\ \sum_{i=1}^n a_i b_i X_0 + \sum_{i=1}^n b_i^2 Y_0 &= \sum_{i=1}^n b_i d_i. \end{aligned} \right\} \quad (4.33)$$

Введем следующие обозначения:

$$A_1 = \sum a_i^2, \quad B_1 = \sum a_i b_i, \quad B_2 = \sum b_i^2, \quad D_1 = \sum a_i d_i, \quad D_2 = \sum b_i d_i.$$

Тогда система уравнений (4.33) приобретет вид

$$\left. \begin{aligned} A_1 X_0 + B_1 Y_0 &= D_1, \\ B_1 X_0 + B_2 Y_0 &= D_2. \end{aligned} \right\} \quad (4.34)$$

Решая систему (4.34) относительно  $X_0$  и  $Y_0$ , получаем формулы для определения координат эпицентра землетрясения.

$$\left. \begin{aligned} X_0 &= \frac{B_2 D_1 - B_1 D_2}{A_1 B_2 - B_1^2}, \\ Y_0 &= \frac{A_1 D_2 - B_1 D_1}{A_1 B_2 - B_1^2}. \end{aligned} \right\} \quad (4.35)$$

#### 4.7. Механика землетрясения. Теория упругой отдачи

Важнейшей проблемой при изучении сейсмичности является проблема установления процесса, который происходит в очаге землетрясения, т. е. установление механизма землетрясения. Первой и, пожалуй, единственной теорией, удовлетворительно объясняющей механизм землетрясения, является теория упругой отдачи. Она была предложена в 1910 г. американским сейсмологом Г. Рейдом. Основные положения своей теории он сформулировал следующим образом:

1. Землетрясения происходят тогда, когда величина упругих деформаций превышает предел прочности горных пород. В этом случае геологическая среда разрушается и в ней совершается относительное смещение блоков вдоль плоскости разрушения.

2. Скорость относительного перемещения блоков увеличивается постепенно и достигает максимального значения за сравнительно длительный промежуток времени.

3. Основным видом движения в геологической среде при землетрясении является внезапная упругая отдача, при которой блоки перемещаются вдоль поверхности разрыва к положению, характеризующемуся полным отсутствием упругих деформаций. Эти перемещения затухают с удалением от места разрыва (разлома) на расстоянии в несколько километров.

4. Источники сейсмических волн находятся на поверхности разрыва. Площадь этой поверхности, первоначально небольшая по величине, со временем увеличивается со скоростью распространения продольной волны в данной среде.

5. При землетрясении происходит высвобождение энергии упругого деформирования горных пород, которая аккумулируется в них в течение длительного времени в результате действия различных динамических процессов, протекающих в недрах Земли.

Согласно теории упругой отдачи, события развиваются так, как показано на рис. 4.21.

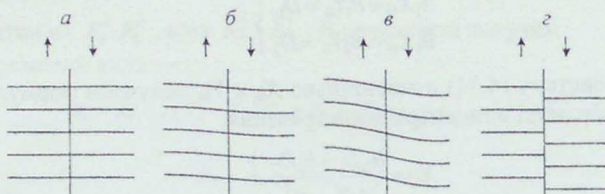


Рис. 4.21. Схема, иллюстрирующая механизм очага землетрясения согласно теории упругой отдачи Г. Рейда

Сначала благодаря перемещению блоков в указанных направлениях упругие деформации постепенно нарастают, и происходит переход из недеформированного состояния *a* в состояние *в*; затем происходит внезапное снятие сцепления вдоль разлома, что приводит к проскальзыванию (*г*)

Единственным эмпирическим фактом, послужившим Г. Рейду для разработки теории упругой отдачи, стало Сан-Францисское землетрясение 1906 г., в результате которого на дневной поверхности образовался разрыв длиной более 300 км, протянувшийся вдоль разлома Сан-Андреас. Почва по простиранию разрыва со стороны Тихого океана сместилась в северном направлении почти на 7 м. Подвижка произошла лишь в горизонтальной плоскости. Из своих наблюдений Г. Рейд сделал смелый вывод о том, что предложенный им механизм накопления и разрядки упругой энергии един для всех землетрясений. Результаты последующих исследований, проведенных в различных районах мира, подтвердили правильность этого вывода. Спустя три четверти века известный японский сейсмолог К. Касахара, подводя некоторый промежуточный итог результатов изучения сейсмичности, написал, что «одним из наиболее значительных достижений современной сейсмологии стало безоговорочное признание того факта, что землетрясения, особенно мелкие, порождаются разломами земной коры».

В конце первого десятилетия XX века профессор Сида из Киотского университета сделал замечательное открытие, обнаружив закономерность в размещении противоположных по знаку смещений первых импульсов продольных волн по азимутам вокруг эпицентра землетрясения (рис. 4.22). Эта закономерность получила название квадрантного распределения.

Опишем около эпицентра окружность. Разобьём круг двумя взаимно перпендикулярными линиями на четыре равные части. Оказывается, что при регистрации первых вступлений продольных волн в двух противоположных квадрантах фиксируются импульсы сжатия, а в двух других – импульсы растяжения. Феномен этого явления заключается в том, что в очаге возбуждаются продольные волны сжатия вследствие давления частиц среды на окружающее пространство в сторону от гипоцентра. Две взаимно перпенди-

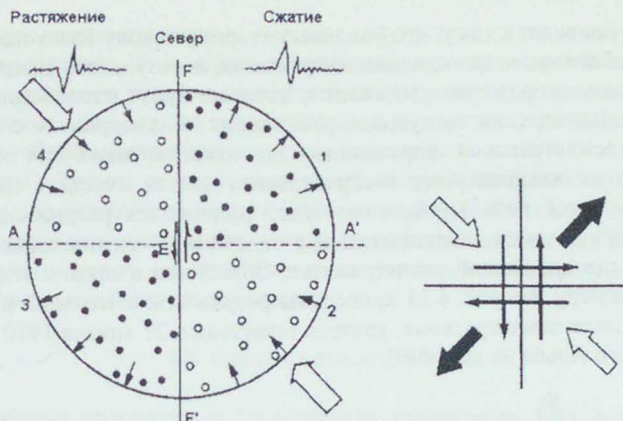


Рис. 4.22. Механизм очага землетрясения в виде пары сил

Запись первых движений для вступлений  $P$ -волн демонстрирует распределение квадрантного типа;  $E$  — эпицентр;  $FF'$  — след плоскости разрыва;  $AA'$  — след вспомогательной плоскости; кружки — растяжения; точки — сжатия; стрелками указаны направления наибольшего горизонтального напряжения

кулярные линии, при пересечении которых происходит смена знака импульсов, называются нодальными линиями.

В 1923 г. японский сейсмолог Накано задался целью разработать теоретическую модель очага землетрясения, объясняющую квадрантное распределение первых вступлений продольных волн. Решением этой задачи, вошедшей в историю сейсмологии под названием «задача Накано», он занимался более 20 лет, но безуспешно. Решение задачи Накано, лежащее, образно говоря, на поверхности, было получено в 1956 г. советским сейсмологом А. Введенской. Квадрантное распределение она объяснила следующим образом. В квадрантах, где зарегистрированы сейсмические импульсы сжатия, до землетрясения действовали растягивающие напряжения; в квадрантах, где зарегистрированы сейсмические импульсы растяжения, до землетрясения действовали напряжения сжатия. Предположим, что землетрясение произошло в однородной среде. В этом случае сжимающие ( $\sigma_1$ ) и растягивающие ( $\sigma_2$ ) напряжения будут равны по величине и направлены по биссектрисам углов, образованным нодальными линиями. Тогда вдоль нодальных линий будут действовать касательные напряжения

$$\tau = \frac{\sigma_1 - (-\sigma_2)}{2} = \sigma_1.$$

Когда эти напряжения превысят предел прочности горных пород на сдвиг, то произойдет их разрушение, т. е. землетрясение. После разрушения среды в ней резко уменьшится величина напряжений (среда испытывает раз-



грузку). Это приведет к тому, что (согласно второму закону Ньютона) в квадранте, где действовали сжимающие напряжения, в результате разгрузки будут действовать напряжения растяжения, которые будут способствовать образованию сейсмических импульсов растяжения. В квадрантах с растягивающими до землетрясения напряжениями волновая картина будет обратной.

Только по квадрантному распределению нельзя ответить на вопрос о том, вдоль какой нодальной линии будет развиваться разрыв-сдвиг. Для этого необходимо иметь дополнительные сведения о тектоническом строении района, где произошло землетрясение. Обратимся в связи с этим к следующему примеру. На рис. 4.23 приведены результаты измерений в эпицентральной области землетрясения, которое произошло 22 января 1970 г. в районе Швабского Альба на юге ФРГ.

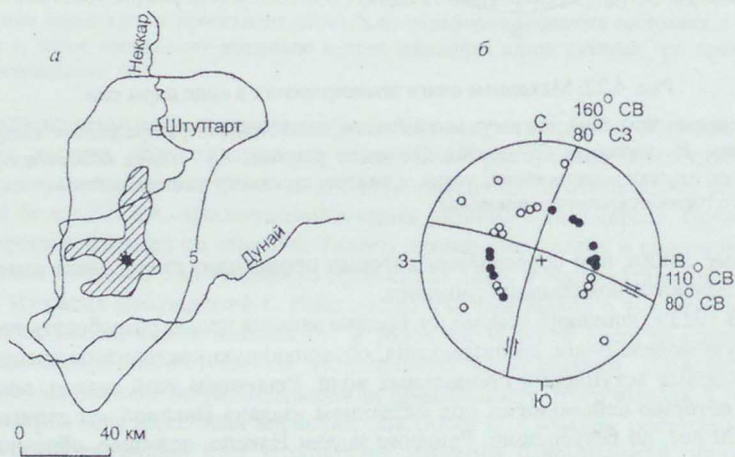


Рис. 4.23. Положение изосейст (а) и квадрантное распределение первых вступлений  $P$ -волн при землетрясении, произошедшем 22 января 1970 г. в районе Швабского Альба на юге ФРГ (б)

Звездочкой отмечен эпицентр землетрясения, кружками – импульсы растяжения, точками – импульсы сжатия (по L. Ahorner и др., 1972)

Магнитуда землетрясения равна 5.3. На приведенной диаграмме видно, что импульсы сжатия зарегистрированы в СВ и ЗЮЗ квадрантах, импульсы растяжения в ССЗ и ЮЮВ квадрантах. В соответствии с таким распределением сейсмических импульсов сдвигение блоков в земной коре может происходить по нодальным линиям СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ направлений. Чтобы ответить на вопрос, каков же азимут простирания разрыва-сдвига, рассмотрим форму изосейст. Они вытянуты в ССВ-ЮЮЗ направлении. Следовательно,

<sup>\*</sup> Изосейста – это линия равных значений интенсивности землетрясения.

простираение плоскости разрыва в очаге землетрясения соответствует именно этому направлению, т. е. сдвиг в данном случае является левосторонним. Такая ориентировка разрыва соответствует среднему направлению действия тектонических сжимающих напряжений в расположенной рядом крупной структуре – Рейнском грабене.

Таким образом, квадрантное распределение, с одной стороны, подтверждает справедливость теории упругой отдачи Г. Рейда, а с другой - позволяет определять ориентировку в пространстве и кинематику разрыва, образующегося в очаге, и ориентировку напряжений, приводящих геологическую среду к состоянию землетрясения.

#### 4.8. Прогноз землетрясений

Проблема прогноза или предсказания землетрясений является не только научной, но и социальной. Второе обстоятельство скорее всего и стимулировало в сильнейшей степени исследования по изучению предвестников землетрясений. Первая программа научных работ по прогнозу землетрясений была составлена Б. Голицыным в 1911 г. К этому времени уже было установлено, что с сейсмической активностью Земли связаны многие явления природы. Поэтому Б. Голицын в своей программе поставил задачу изучения не только собственно сейсмичности, особенностей записи регистрируемых колебаний, скоростей распространения различных волн в сейсмоактивных районах, но и исследований закономерностей движения дневной поверхности по результатам геодезических измерений, вариаций поля силы тяжести, режимов водных источников, уровней подземных вод в скважинах, состава сорбированных в горных породах газов и т. д.

В СССР трагическим поводом для разработки государственной программы изучения сейсмичности послужило Ашхабадское землетрясение, произошедшее 6 октября 1948 г. В результате этого землетрясения был полностью разрушен 200-тысячный город Ашхабад. После этой катастрофы Правительство СССР приняло соответствующее постановление, во исполнение которого стали планомерно проводиться исследования по прогнозированию землетрясений. С этой целью в 1949 г. в Гармском районе Таджикской ССР начали создавать первый в стране геодинамический полигон.

К настоящему времени учеными многих стран мира разработано немало методов прогнозирования, классификация которых дана в книге Т. Рикитак «Предсказание землетрясений» и других работах. Методы прогнозирования сильных землетрясений с магнитудой  $\geq 5$  по срочности делятся:

- на оперативные, когда прогноз дается на сутки и часы;
- краткосрочные, когда прогноз дается на месяцы и недели;
- долгосрочные, когда прогноз дается на десятилетия и годы.

Принципиальная схема организации прогнозирования землетрясений приведена на рис. 4.24.

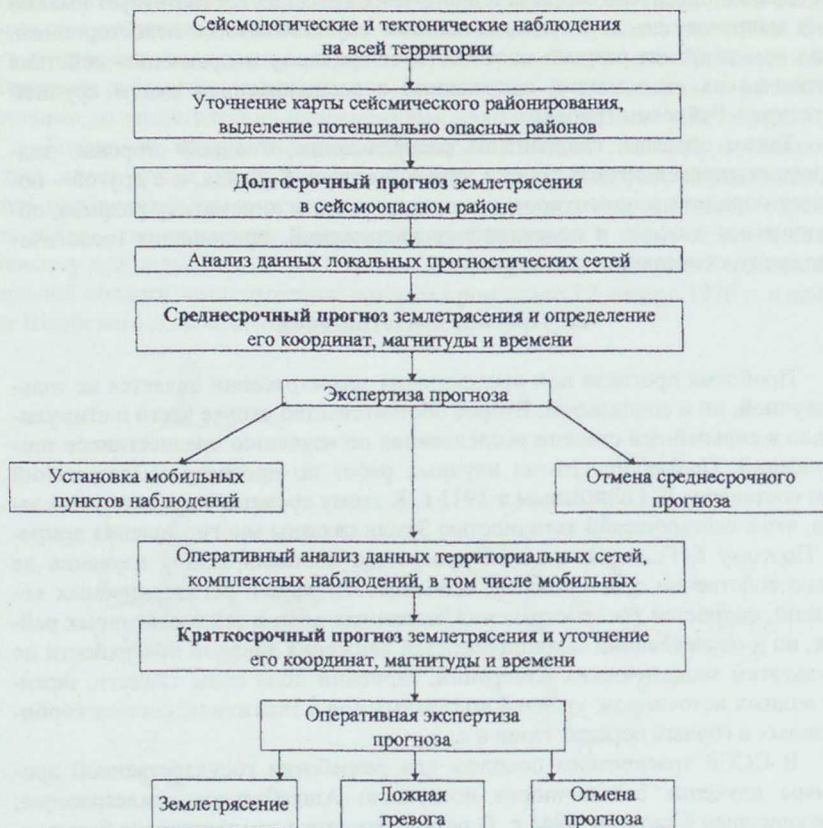


Рис. 4.24. Схема организации прогнозирования землетрясений

*Долгосрочный прогноз* основан на явлении сейсмического цикла. Установлено, что сильные землетрясения повторяются в одно и том же районе через довольно регулярные промежутки времени. При каждом землетрясении сбрасывается часть накопленной в горных породах упругой энергии, и необходимо время для ее восстановления до критического уровня. Длительность промежутка времени до следующего землетрясения зависит от величины предыдущего землетрясения и скорости накопления упругой энергии в данном районе. На Камчатке, например, 9-балльные землетрясения (с  $M = 7,5-8$ ) случаются в среднем через 150-200 лет. Знание периода повторения землетрясений дает возможность оценить вероятность землетрясения определенной магнитуды в заданный интервал времени. Однако ввиду отмеченной выше неоднородности строения и напряженного состояния земной коры долгосрочный прогноз не удастся осуществлять с точностью до 15-20 лет.

## Этапы прогноза землетрясений

Наименование этапа	Физический базис прогноза
Предварительный (прогноз места без указания времени)	Выделение сейсмоактивных разломов Инструментальный и исторический каталоги землетрясений Карта сейсмического районирования Палеосейсмодислокации
Долгосрочный (годы)	Медленные движения земной коры по данным космической и наземной геодезии Сейсмический цикл Сейсмические бреши
Среднесрочный (месяцы)	Среднесрочные предвестники: Аномальные деформации земной коры Геомагнитное поле Гравитационное поле Локализация сейсмичности Миграция сейсмичности Рои землетрясений Уровень подземных вод Характеристики распространения сейсмических волн Электросопротивление
Краткосрочный (дни-часы)	Краткосрочные предвестники: Биологические предвестники Земные токи Дебит водных, нефтяных и газовых источников Наклоны и деформации поверхности Земли Уровень подземных вод Форшоки Электромагнитное поле. Эманации газов Триггерные явления космического, метеорологического и техногенного происхождения

*Среднесрочный прогноз* выполняется на основе совершенно иных принципов. Установлено, что при достижении некоторого порогового уровня напряжений в области будущего очага землетрясения существенно изменяются свойства горных пород, связанные прежде всего с процессом трещинообразования. При этом нарушается долговременный режим слабой сейсмичности, наблюдаются деформационные искажения земной поверхности, появляются аномалии в магнитном, электрическом и гравитационном полях Земли, изменяются уровень, давление и химический состав подземных вод. Удаётся выделить эти изменения из фоновых колебаний, определить место и размер аномальной области и интерпретировать эти явления как предвестники землетрясения (табл. 4.3). Интервал времени между появлением среднесрочных предвестников и моментом возможного землетрясения зависит от его магнитуды – чем он больше, тем сильнее землетрясение. Обычно среднесрочные предвестники появляются за несколько лет или месяцев до опасного сейсмического толчка (с  $M > 5$ ), что и определяет точность этого вида про-

гноза. Ареал распространения предвестников по линейному размеру на порядок превышает длину разрыва в очаге, что дает дополнительные основания для оценки магнитуды землетрясения, если существующая сеть прогностических наблюдений позволяет оконтурить область предвестников.

Среднесрочный прогноз не может указать точное время будущего сейсмического события, чтобы обеспечить, например, эвакуацию населения, нужен *краткосрочный прогноз* за несколько дней или часов. Этот этап характеризуется стадией механической неустойчивости, когда накопленной в некотором блоке земной коры энергии достаточно для динамически распространяющегося разрыва, вызывающего землетрясение. На этой стадии уже не требуется новой «подкачки» энергии извне: разрушение следует самопроизвольно и неизбежно. Стадия перехода к неустойчивости выявляется по наблюдениям за краткосрочными предвестниками (см. табл. 4.3). Краткосрочные предвестники часто имеют лишь косвенную связь с очагом землетрясения, отражая повышение напряжений во всем сейсмическом регионе. Не установлено закономерной связи между амплитудой, длительностью и ареалом распространения краткосрочных предвестников, с одной стороны, и местом и магнитудой готовящегося землетрясения – с другой. Вследствие этого надежный краткосрочный прогноз всех трех параметров землетрясения (места, времени и магнитуды) возможен лишь при учете результатов предыдущих этапов – предварительного, долгосрочного и среднесрочного прогнозов.

Отметим, что по сравнению с задачами сейсмического районирования и долгосрочного прогноза, вопросы краткосрочного предсказания землетрясений на сегодняшний день решаются менее успешно. Более того, проблема краткосрочного прогноза из чисто научной переходит в социально-политическую и правовую плоскости, поскольку экономические и социальные последствия ложной тревоги могут быть весьма значительными.

Прогнозирование основывается на закономерностях, которым подчиняется физический процесс разрушения геологической среды в очаге. Эти закономерности установлены при экспериментальном изучении деформирования горных пород. При деформировании в результате трещинообразования изменяются многие физические свойства среды: скорости распространения сейсмических волн, электросопротивление, магнитная восприимчивость и намагниченность, эмиссия радона, наклон дневной поверхности и т. д. Изменение физических свойств среды сопровождается соответствующими физическими явлениями, которые используют в качестве предвестников землетрясений. Трещины, возникающие при разрушении среды, могут быть либо сухими, либо полностью или частично заполненными жидкостью. В соответствии с этим были предложены две дилатационные модели очага землетря-

\* Дилатация – это относительное изменение объема среды при её деформировании. Дилатация может быть положительной и отрицательной. При положительной дилатации относительный объем среды увеличивается и происходит её разуплотнение; при отрицательной – относительный объем среды уменьшается и происходит её уплотнение; когда дилатация равна нулю, то в деформируемой среде образуются вихревые структуры.

сения: «влажная», или дилатационно-диффузионная (авторы: А. Нур, Ц. Шольц и др.), и «сухая», или дилатационно-неустойчивая (авторы: В. Мячкин, Г. Соболев и др.).

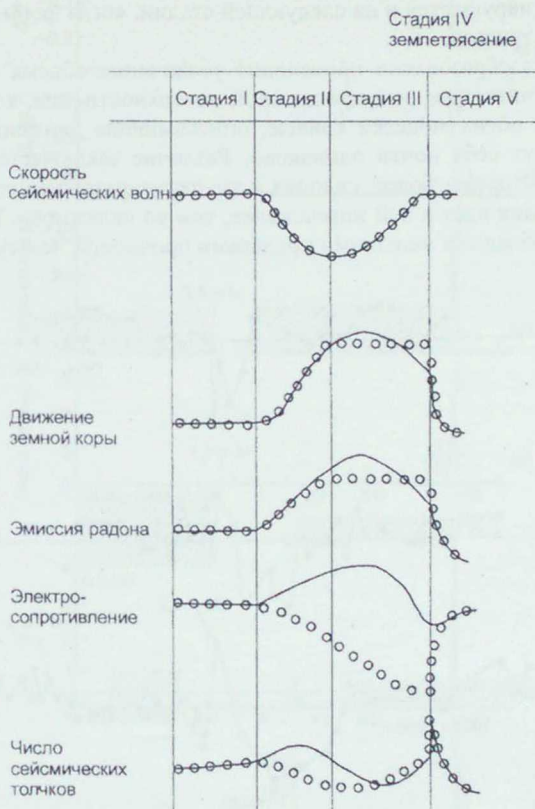


Рис. 4.25. Прогнозируемое изменение физических свойств на различных стадиях подготовки землетрясения для дилатационно-диффузионной (светлые кружки) и дилатационно-неустойчивой (сплошная кривая) моделей (по V. Mjachkin и др., 1975 и С. Scholz и др., 1973)

На рис. 4.25 показаны стадии подготовки землетрясения и характеристика различных физических свойств среды для обеих моделей очага. На первой стадии доля трещин в среде невелика, и поэтому не важно, являются ли они сухими или заполнены жидкими и газообразными флюидами. Значения всех физических параметров для обеих моделей на этой стадии одинаковы. В сухой среде с трещинами скорость распространения упругих волн меньше,

чем во влагонасыщенной. Но на второй стадии из-за быстрого образования трещин среда не успевает насытиться жидкими флюидами, благодаря чему скорости упругих волн для обеих моделей почти одинаковы. Это соотношение скоростей не нарушается и на следующей стадии, когда формируется одна или несколько трещин.

При трещинообразовании происходит увеличение объема среды. Это приводит к «вспучиванию» рельефа дневной поверхности, т. е. к изменению его наклона. Для обеих моделей кривые, описывающие движение дневной поверхности, ведут себя почти одинаково. Различие заключается только в том, что «сухая» среда более склонна к хрупкому разрушению и процесс трещинообразования идет в ней интенсивнее, чем во «влажной». Влагонасыщенные породы обладают меньшими пределами прочности, чем сухие.

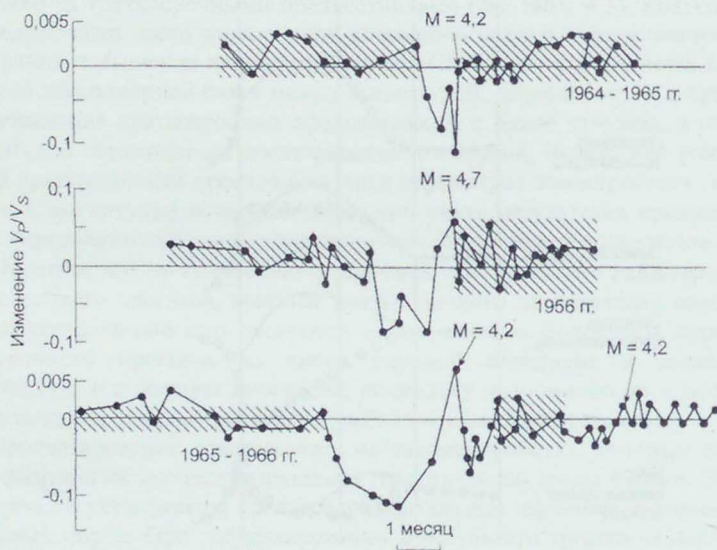


Рис. 4.26. Вариации отношения скоростей  $V_p/V_s$  в районе Гармского геодинамического полигона (по А. Семенову, 1969). Стрелками отмечены моменты землетрясений и их магнитуда

Различие в поведении кривых, описывающих emanацию радона, объясняется тем, что жидкость, заполняющая поры, затрудняет emanирование этого инертного газа.

Существенное различие в поведении электрического сопротивления на второй и третьей стадиях вызвано тем, что с увеличением числа трещин, заполненных жидкостью (если жидкость электролит), сопротивление уменьшается, а с увеличением числа сухих – возрастает.

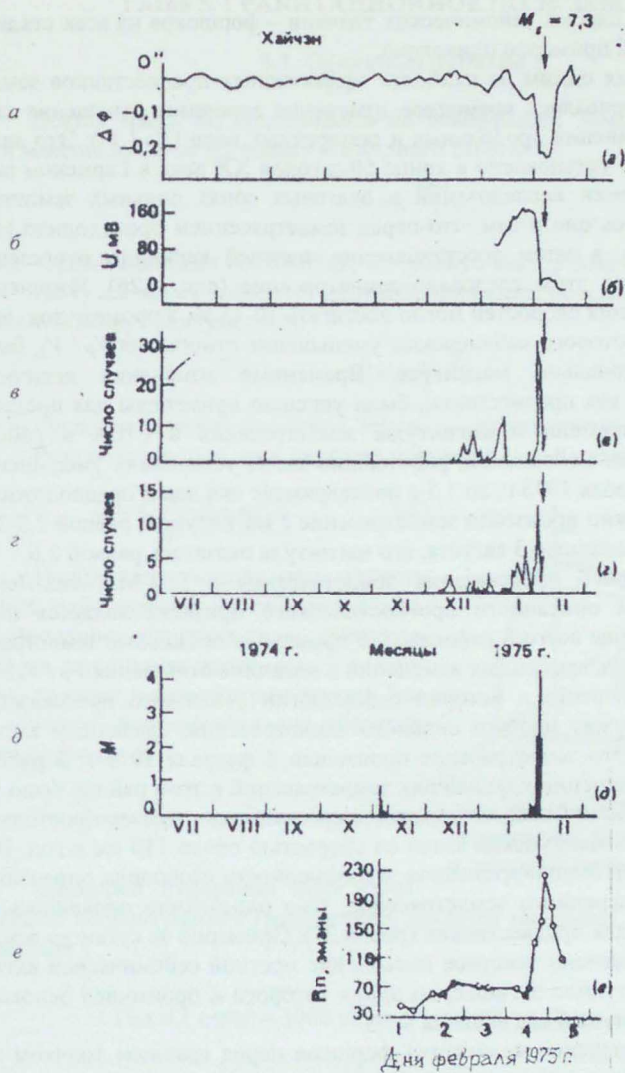


Рис. 4.27. Предвестники Хайчэнского землетрясения:  
*a* – наклон поверхности Земли, *б* – потенциал естественного электрического поля, *в* – аномальное поведение животных, *г* – изменение уровня подземных вод, *д* – количество форшкков, *е* – содержание радона в воде  
 (по Zhang G. And Fu Z., 1981)



Количество слабых сейсмических толчков – форшоков на всех стадиях для обеих моделей примерно одинаково.

Долгое время одним из наиболее эффективных предвестников землетрясений рассматривалось временное изменение величины отношения скоростей распространения продольных и поперечных волн ( $V_P / V_S$ ). Это явление впервые было установлено в конце 50-х годов XX века в Гармском районе при выполнении исследований в очаговых зонах сильных землетрясений. Проявлялось оно в том, что перед землетрясением происходило сначала уменьшение, а затем восстановление прежней величины отношения  $V_P / V_S$  и вслед за этим следовало землетрясение (рис. 4.26). Изменение величины отношения скоростей могло достигать 10-15 %, а промежуток времени, в течение которого наблюдалось уменьшение отношения  $V_P / V_S$ , было прямо пропорционально магнитуде. Временные изменения величины отношения  $V_P / V_S$ , как предвестники, были успешно применены для предсказания момента времени и магнитуды землетрясения в США в районе Блу-Маунтил-Лейк. Сейсмологи, работавшие здесь, установили уменьшение  $V_P / V_S$  с 1,73 30 июля 1973 г. до 1,5 в последующие два дня и предположили, что 1 августа должно произойти землетрясение с магнитудой, равной 2,5-3,0. Землетрясение произошло 3 августа, его магнитуда оказалась равной 2,6.

Опыт удачного предсказания землетрясения в Блу-Маунтил-Лейке с использованием описанного прогностического признака является пока единственным. Чаще всего в районах, где происходили сильные землетрясения, не наблюдалось временных изменений в величине отношения  $V_P / V_S$ .

Примером первого в истории сейсмологии успешного предсказания землетрясения служит прогноз сильного землетрясения, сделанный китайскими учеными. Это землетрясение произошло 4 февраля 1975 г. в районе г. Хайчэна. При изучении крупнейших землетрясений в этом районе было установлено, что сейсмическая активность «перемещается» в северо-восточном направлении через Ляодунский залив со скоростью около 110 км в год. Выявленная пространственно-временная закономерность позволила определить место и время очередного землетрясения. Оно однозначно проявилось во всех наблюдавшихся предвестниках (рис. 4.27). Примерно за сутки до землетрясения было отмечено заметное повышение местной сейсмической активности. Потом наступило затишье, во время которого и произошел основной толчок. Его магнитуда была оценена в 7,3.

Резкое уменьшение количества форшоков перед главным толчком характерно для многих землетрясений. По мнению известного японского сейсмолога К. Сахары: «Такая тенденция к кратковременному затишью, если бы удалось ... понять ее природу, могла бы стать многообещающим ключом к детерминированным прогнозам».

<sup>\*</sup> Сахару К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. С. 227.

## Глава 5. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

### 5.1. Основные понятия

Всякая масса  $m$ , находящаяся на поверхности Земли, притягивается всей массой Земли  $M$  по закону всемирного тяготения:

$$\vec{F} = k \frac{Mm}{a^3} \vec{a}, \quad (5.1)$$

где  $k$  – гравитационная постоянная;  $\vec{a}$  – радиус-вектор Земли.

На ту же массу действует центробежная сила, обусловленная вращением Земли вокруг оси (рис. 5.1):

$$\vec{P} = m\vec{r}_1\omega^2, \quad (5.2)$$

где  $\omega$  – угловая скорость вращения Земли;  $r_1$  – расстояние до оси вращения.

Результирующую этих двух сил называют *силой тяжести*:

$$\vec{G} = k \frac{Mm}{a^3} \vec{a} + m\vec{r}_1\omega^2. \quad (5.3)$$

Напряженность поля силы тяжести – сила, действующая на единичную массу. Численное значение силы, действующей на единичную массу, равно ускорению, поэтому в гравиметрии термин "сила тяжести" используется для обозначения ускорения  $\vec{g}$ :

$$\vec{g} = k \frac{M}{a^3} \vec{a} + \vec{r}_1\omega^2. \quad (5.4)$$

Единицей измерения поля силы тяжести, используемой в гравиметрии, является *миллигалл*, равный тысячной доле гала:

$$1 \text{ Гал} = 1 \text{ см/с}^2 = 1000 \text{ мГал} = 1000000 \text{ мкГал} = 0,01 \text{ ед. СИ.}$$

*Потенциалом поля силы тяжести* называют функцию пространственных координат  $W(x,y,z)$ , такую, что ее частная производная по произвольному направлению  $\vec{s}$  является составляющей вектора  $\vec{g}$  по этому направлению. Потенциал силы тяжести равен сумме потенциалов силы притяжения  $V$  и центробежной силы  $U$ :

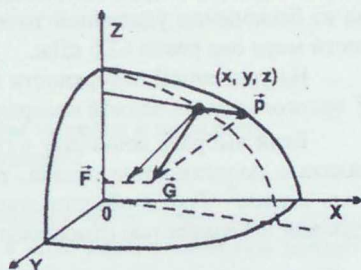


Рис. 5.1. Векторы силы притяжения, центробежной силы и равнодействующей силы тяжести

<sup>\*</sup> Названа в честь Г. Галилея.

$$W = V + U = k \int_V \frac{d\sigma}{r} + \frac{\omega^2 r_1^2}{2}, \quad (5.5)$$

где  $\sigma$  – плотность,  $r$  – величина радиуса-вектора; интегрирование проводится по всему объему Земли.

По определению потенциала сила тяжести:

$$\vec{g} = - \text{grad} W. \quad (5.6)$$

Без существенной потери точности можно принять:

$$\vec{g} = - \frac{\partial W}{\partial r}. \quad (5.7)$$

*Уровенной поверхностью потенциала* называется поверхность, во всех точках которой потенциал имеет постоянное значение:

$$W(x, y, z) = \text{const}. \quad (5.8)$$

Физический смысл потенциала – работа по перемещению единицы массы из бесконечно удаленной точки на уровенную поверхность. Для поверхности моря она равна 62,5 кДж.

На уровенной поверхности неизменным остается потенциал  $W$ . Вектор  $\vec{g}$  ортогонален уровенной поверхности, а его величина меняется.

Если выбрать константу в (5.8) так, чтобы уровенная поверхность совпадала с поверхностью океана, то такую поверхность называют поверхностью *геоида*<sup>\*</sup>. Геоид обычно принимают за фигуру Земли. Геоид является удобной поверхностью относимости для измеренных значений  $g$ .

## 5.2. Зависимость силы тяжести от географической широты

Уравнение связи силы тяжести с широтой точки наблюдения  $\varphi$  (рис. 5.2) получено А. Клеро в предположении, что Земля состоит из эллипсоидальных слоев с постоянной плотностью каждого из них:

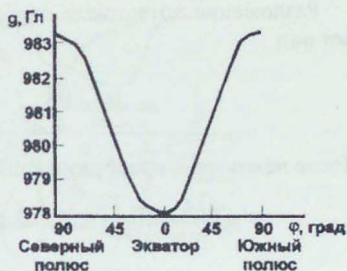
$$g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi); \quad \beta = \frac{5}{2} q - \alpha = \frac{g_p - g_e}{g_e}, \quad (5.9)$$

где  $g_e$  – значение силы тяжести на экваторе;  $g_p$  – значение силы тяжести на полюсе;  $\alpha$  – сжатие земного эллипсоида;  $q$  – отношение центробежной силы к силе тяжести на экваторе.

К. Самильяно (1929) вывел закон распределения силы тяжести на уровенной поверхности, имеющей фигуру эллипсоида вращения. В отличие от А. Клеро К. Самильяно не выдвигал каких-либо гипотез о строении Земли.

\* От греческих  $ge$  – Земля и  $eidōs$  – вид, т. е. землеподобный.

Рис. 5.2. Изменение поля силы тяжести при удалении от экватора



Его формула имеет вид

$$g = \frac{ag_e \cos^2 \phi + bg_p \sin^2 \phi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \phi + b^2 \sin^2 \phi}}, \quad (5.10)$$

где  $a$  и  $b$  – полуоси эллипсоида.

### 5.3. Представление потенциала силы тяжести в виде ряда сферических функций

При проведении теоретических исследований часто пользуются представлением потенциала поля силы тяжести в виде ряда. Совместим начало координат с центром тяжести Земли, ось  $Z$  направим по оси ее вращения. Заменим в выражении (4.5) величину  $1/r$  ее представлением в виде полиномов Лежандра:

$$\frac{1}{r} = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{R^n}{\rho^{n+1}} P_n(\cos \theta) \quad (\text{при } \rho > R). \quad (5.11)$$

Обозначения расстояний и угла между переменной точкой интегрирования ( $M$ ), в которой находится масса, и фиксированной точкой ( $P$ ), в которой ищется значение потенциала, показаны на рис. 5.3.

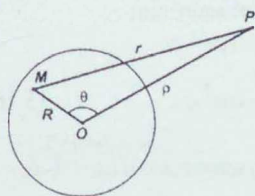


Рис. 5.3. Схема расположения точек  $P$ ,  $M$ ,  $O$  для представления функции  $1/r$  в виде ряда полиномов Лежандра  $P_n(\cos \theta)$

Разложение потенциала силы тяжести  $W$  по сферическим функциям примет вид

$$W = k \sum_{n=0}^{\infty} \int_V \frac{R^n}{\rho^{n+1}} P_n(\cos\theta) d\tau + \frac{\omega^2 r_1^2}{2}. \quad (5.12)$$

После некоторых преобразований получим:

$$W = \frac{kM}{\rho} + \frac{k}{2\rho^3} \left( C - \frac{A+B}{2} \right) (1 - 3\sin^2 \varphi) + \frac{3}{4} \frac{k}{\rho^4} (B-A) \cos^2 \varphi \cos 2\lambda + \frac{\omega^2}{2} \rho^2 \cos^2 \varphi + k \sum_{n=3}^{\infty} \int_V \frac{\sigma R^n P_n(\cos\theta)}{\rho^{n+1}} d\tau, \quad (5.13)$$

где  $\lambda$  – долгота;  $A, B, C$  – моменты инерции Земли второго порядка относительно осей  $X, Y, Z$ :

$$A = \int_V (Y^2 + Z^2) d\tau; \quad B = \int_V (X^2 + Z^2) d\tau; \quad C = \int_V (X^2 + Y^2) d\tau. \quad (5.14)$$

В выражении (5.13) первое слагаемое – потенциал шара с массой, равной массе Земли. Второе и третье слагаемые учитывают неравномерное распределение плотности по широте и долготе. Четвертое слагаемое учитывает суточное вращение Земли.

#### 5.4. Нормальное поле и аномалии силы тяжести

Наблюдаемые значения силы тяжести  $g_n$  принято представлять в виде суммы нормального поля  $\gamma_0$  и аномалии силы тяжести  $\Delta g$ :

$$g_n = \gamma_0 + \Delta g. \quad (5.15)$$

Нормальное поле обусловлено влиянием формы и распределением плотности в Земле в целом. Аномальное поле обусловлено дефектом или избытком плотности горных пород, слагающих земную кору (рис. 5.4). Над комплексами пород с высокой плотностью наблюдаются положительные аномалии силы тяжести.

Формулы вычисления нормального поля могут быть получены из (5.13). Нормальным потенциалом поля силы тяжести считают выражение, учитывающее наиболее существенные слагаемые ряда (5.13). Будем считать, что Земля – эллипсоид вращения, тогда  $A=B$ , и (5.13) принимает вид

$$W = \frac{kM}{\rho} + \frac{k}{2\rho^3} (C - A) (1 - 3\sin^2 \varphi) + \frac{\omega^2 \rho^2}{2} \cos^2 \varphi. \quad (5.16)$$

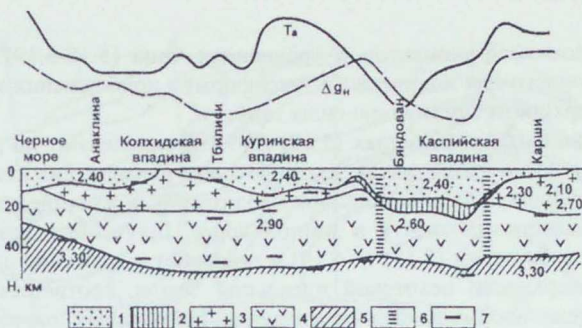


Рис. 5.4. Аномальное поле силы тяжести и петроплотностной разрез земной коры по профилю Черное - Каспийское море:

осадочный комплекс: 1 – альпийский, 2 – герцинский;  
 консолидированная кора: 3 – гранитный слой, 4 – базальтовый, 5 – подкорový;  
 6 – глубинные разломы; 7 – сейсмические границы; числа означают плотности комплексов;  $T_a$  – магнитное поле;  $\Delta g_H$  – поле силы тяжести

В соответствии с (5.7) дифференцированием по  $\rho$  получим  $g$ :

$$g = -\frac{\partial W}{\partial \rho} = \frac{kM}{\rho^2} + \frac{3k}{2\rho^4} (C - A)(1 - 3\sin^2 \varphi) - \omega^2 \rho \cos^2 \varphi, \quad (5.17)$$

которое с точностью до обозначений совпадает с формулой Клеро (5.9).

Разложением в ряд формулы К. Самильяна Г. Кассинис получил:

$$g = g_e \left( 1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi \right); \quad (5.18)$$

$$\beta = \frac{5}{2} q - \alpha - \frac{17}{14} q \alpha, \quad \beta_1 = \frac{5}{8} q \alpha - \frac{1}{8} \alpha^2.$$

Для урванной поверхности трехосного эллипсоида, аппроксимирующего Землю:

$$g = g_e \left[ 1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi + \beta_2 \sin^2 2\kappa \cos 2(\lambda - \lambda_0) \right], \quad (5.19)$$

$$\beta_2 = \frac{15}{16} \alpha^2 q - \frac{1}{8} \alpha^3,$$

где  $\lambda$  – долгота точки расчета.

Подбором коэффициентов в уравнениях типа (5.18-5.19) можно добиться наилучшего для конкретного типа формул приближения к наблюдаемому на поверхности Земли полю силы тяжести.

Коэффициенты в формулах (5.18) и (5.19) определяют по результатам наблюдений  $g$  во многих пунктах Земли методом наименьших квадратов, что позволяет уменьшить влияние ошибок наблюдений и влияние неоднородностей распределения плотности в земной коре. Полученные коэффициенты подставляют в формулы (5.18) и (5.19) и получают выражение для вычисления  $g$  на поверхности некоторой идеальной Земли, соответствующей выбранной модели. Формулы для определения нормальных значений  $g$  были получены многими авторами: Ф. Гельмертом, У. Гайсконеном, И. Жонгловичем, Н. Грушинским и др.

Впервые формула вычисления нормальных значений силы тяжести на уровне моря была получена Ф. Гельмертом в 1909 г.:

$$\gamma_0 = 978030(1 + 0,005302\sin^2\varphi - 0,000007\sin^2 2\varphi) \text{ мГал.} \quad (5.20)$$

Коэффициенты  $g_e$  и  $\beta$  вычислены по данным гравиметрических наблюдений, а  $\beta_1$  получен на основе гипотезы внутреннего строения Земли Дарвина-Вихерта.

За XX столетие было получено много формул типа (5.6), отличающихся друг от друга значениями численных коэффициентов. По мере накопления новых данных значения  $\beta$  и  $\beta_1$  уточняются. В настоящее время в нашей стране для вычисления нормального поля принята формула

$$\gamma_0 = 978030(1 + 0,005302\sin^2\varphi - 0,000007\sin^2 2\varphi) - 14 \text{ мГал.} \quad (5.21)$$

В последние 30 лет при определении коэффициентов учитываются данные спутниковых наблюдений, таковы модели нормального поля Земли Годдардского космического центра GEM, GEM-10B, GEM-10C. На рис. 5.5 приведена карта поля силы тяжести в редукции Фая для модели GEM-10C поля шара.

## 5.5. Редукции

Отклонение наблюдаемого значения силы тяжести от нормального называется аномалией. Измеренное значение поля принято представлять в виде суммы (5.15). Аномальная часть  $g$  характеризует распределение плотности в верхней части земной коры (см. рис. 5.5). Ее изучение является предметом гравиразведки – одного из методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.



Рис. 5.5. Карта аномалий силы тяжести в редукции Фая, построенная по гармоникам со 2 по 22 Модели GEM-10С:  
 1-3 – изолинии аномалий (мГал): 1 – нулевые, 2 – положительные, 3 – отрицательные;  
 4 – границы Тихоокеанского подвижного пояса



Измерения поля силы тяжести проводятся на земной поверхности, нормальное значение вычисляется на поверхности эллипсоида относимости. Необходимо оба значения отнести к одной точке. Такая операция называется редуцированием, а исправленные значения поля силы тяжести – *редукциями*.

Так как при удалении от центра Земли сила тяжести уменьшается, то в данные измерений для приведения всех наблюдений к уровню моря вводится поправка за высоту:

$$\delta g_{\phi} = 0,3086H, \quad (5.22)$$

где  $H$  выражается в метрах, а  $\delta g_{\phi}$  – в мГал. Эту величину называют поправкой за свободный воздух. Аномальное значение

$$\Delta g_{\phi} = g - \gamma_0 + 0,3086H \quad (5.23)$$

называют аномалией в редукации Фая, по имени известного французского ученого (рис. 5.6).



Поправку за промежуточный слой рассчитывают по формуле

$$\delta g = -0,0419\sigma H, \quad (5.24)$$

где  $\sigma$  – плотность; принимает стандартные значения  $2,3 \text{ г/см}^3$  для осадочных бассейнов и  $2,67 \text{ г/см}^3$  – для геосинклиналей. Данная поправка учитывает влияние плоскопараллельного слоя, заключенного между пунктом наблюдения и урванной поверхностью.

Аномальное значение

$$\Delta g_{\phi} = g - \gamma_0 + 0,3086H - 0,0419\sigma H \quad (5.25)$$

называется редуцией Буге. В наблюдаемые данные могут вводиться поправки за влияние лунно-солнечных вариаций, окружающего рельефа и другие.

## 5.6. Поле силы тяжести Земли

Гравитационное поле является сейчас наиболее изученной геофизической характеристикой Земли. Среднее значение силы тяжести на поверхности Земли  $979,7$  Гал, полное изменение силы тяжести от экватора к полюсу составляет  $5,2$  Гал. Значение силы тяжести на экваторе  $g_e = 978$  Гал, на полюсах  $g_p = 983,2$  Гал. Относительная величина изменения силы тяжести

$$(g_p - g_e)/g_p = 1/189.$$

Центробежная сила на экваторе принимает максимальное значение 3,4 Гал, ее значение на полюсах - нуль. Отношение максимального значения центробежной силы к минимальному значению силы тяжести

$$q = 1/288.$$

В 1975 г. на Генеральной ассамблее Международного союза геодезии и геофизики была рекомендована формула нормального поля силы тяжести:

$$\gamma_0 = 978031,85 \cdot (1 + 0,0053024 \cdot \sin^2 \varphi - 0,0000059 \cdot \sin^2 2\varphi), \quad (5.26)$$

полученная на основе наблюдений на пунктах мировой опорной гравиметрической сети, которая в то время насчитывала 2400 гравиметрических связей, 1200 высокоточных маятниковых и 10 баллистических абсолютных определений силы тяжести.

Величина аномалий Буге на океанах и материках существенно отличается. В океанических акваториях наблюдаются положительные аномалии Буге 300-350 мГал. На акватории Тихого океана величина аномалии достигает 372 мГал. В низменностях аномалии Буге отрицательные, приблизительно минус 30 мГал. В горных областях аномалии Буге  $-200 \div -300$  мГал. Наименьшее значение аномалии Буге зафиксировано в Тибете  $-570$  мГал.

Между мощностью земной коры и аномалиями Буге установлены региональные корреляционные связи. Изменение мощности коры на 1 км вызывает изменение  $\Delta g_b$  на 10-12 мГал. В соответствии с наблюдаемыми аномалиями устанавливаются континентальный, океанический или переходный типы земной коры.

Данные гравиметрических наблюдений позволяют определить среднюю плотность и массу Земли:

$$\sigma_{cp} = \frac{\omega^2}{2\pi k} + \frac{3}{4} \frac{g_{cp}}{\pi k a}; \quad M = \frac{\omega^2}{2\pi k} V + \frac{a^2}{k} g_{cp}. \quad (5.27)$$

Подставив известные значения  $g_{cp}$ ,  $\omega$  и  $k$  в (5.27), получим:

$$\sigma_{cp} = \frac{(7,3 \cdot 10^{-5})^2 \cdot 3 \cdot 10^{10}}{6,28 \cdot 2} + \frac{3}{4} \cdot \frac{9,8 \cdot 3 \cdot 10^{10}}{3,14 \cdot 2 \cdot 6371 \cdot 10^3} \approx 5510 \text{ кг/м}^3 = 5,51 \text{ г/см}^3. \quad (5.28)$$

Вычисленное значение существенно превышает плотность пород на земной поверхности. Следует ожидать увеличения плотности с глубиной. Закон изменения плотности устанавливается по комплексу геофизических данных, рассмотрен в разделе 1.3 и представлен в приложении 2.

Изменения силы тяжести на земной поверхности не превышают 0,5 % от полной величины  $g$ . Из этого следует сферически симметричное распределение плотности в земных недрах, т. е.  $\sigma$  зависит в основном от расстояния до центра Земли.

## 5.7. Фигура Земли

Первоначальная Земля сформировалась из протопланетного облака и имела достаточно однородный состав. В дальнейшем эволюция Земли проходила согласно законам физики, в соответствии с которыми ее внутренняя энергия уменьшилась. Главным планетарным процессом, определяющим ее развитие, явился процесс гравитационной дифференциации вещества. Этот процесс привел к тому, что в настоящее время в Земле существует несколько оболочек, плотность которых возрастает с увеличением глубины. Современные представления о распределении плотности в Земле приведены в приложении 2.

Процесс гравитационной дифференциации играет существенную роль в тепловом балансе Земли. Расчеты показывают, что при формировании земной коры выделилось столько энергии, что ее достаточно для нагревания слоя той же мощности до 1000 °С (подробнее об этом см. главу 8).

Согласно современным представлениям о реологии земных недр (см. главу 9), Земля должна приобрести форму одной из фигур, которые принимает вращающаяся вокруг своей оси жидкая масса, частицы которой притягиваются друг к другу. Задачу устойчивости вращающейся жидкой массы впервые рассмотрел И. Ньютон, который показал, что под влиянием сил притяжения и центробежных сил вращающаяся жидкая масса должна принять форму эллипсоида вращения.

Почти через 100 лет К. Якоби (1842-1851) показал, что фигурой равновесия жидкой вращающейся массы может быть трехосный эллипсоид. В конце XIX века А. Ляпунов (1857-1918) установил фигуры равновесия, отличные от эллипсоидальных, в частности грушевидные. Полученные им формулы так же, как и формулы А. Клеро, позволяют вычислить сжатие фигуры по наблюдаемым данным. А. Клеро установил его предельные значения 1/578 и 1/231. По формулам А. Ляпунова,  $\alpha = 1/297,6$ . Из сопоставления с геодезическими данными следует, что Земля в целом находится в состоянии гидростатического равновесия, откуда вытекает, что она должна иметь слоистое строение.

Как ранее упоминалось, эквипотенциальная поверхность, совпадающая с уровнем моря, называется геоидом. Аномалией геоида называют высоту, измеряемую относительно эллипсоида:

$$\frac{r^2 \cos^2 \phi}{a^2} + \frac{r^2 \sin^2 \phi}{a^2(1-\lambda)^2} = 1. \quad (5.29)$$

Максимальные аномалии геоида не превышают 100 м.

## 5.8. Изостазия

Около 150 лет назад Дж. Пратт провел измерения уклонения линии отвеса от вертикали с целью оценки силы притяжения Гималайских гор. Измеренная величина оказалась существенно меньше расчетной. Дж. Пратт объяснил это явление дефектом масс под хребтом. В дальнейшем повсеместно между аномалиями Буге и высотами пунктов наблюдений установлена линейная корреляционная связь. В то же время между аномалиями в свободном воздухе и высотами такой связи нет. Это означает, что рельеф земной поверхности почти не влияет на величину силы тяжести. Следовательно, избытку масс над поверхностью геоида соответствует дефект масс ниже поверхности геоида. Это явление объясняется гипотезой *изостазии*, согласно которой равновеликие блоки земной коры оказывают одинаковое давление на некоторую поверхность, находящуюся внутри Земли. Поверхность, на которой вес горных пород всюду одинаков, получила название *поверхности компенсации*.

Основоположники классических гипотез изостазии Г. Эри и Дж. Пратт определяли ее как архимедово равновесие земной коры относительно подстилающего ее жидкого субстрата (рис. 5.7).

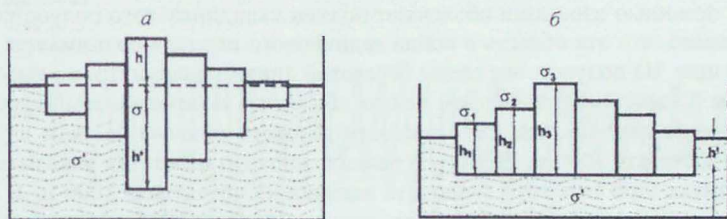


Рис. 5.7. Модели изостазии по Г. Эри (а) и Дж. Пратту (б)

Дж. Пратт рассматривал земную кору как совокупность отдельных блоков, обладающих различной плотностью. Плотность от блока к блоку меняется так, что веса блоков одинаковы. Давление на глубине  $h'$  будет одинаковым для всех блоков. Иными словами, если на земной поверхности есть горный массив, то плотность такого блока меньше, чем в смежных блоках с низкими высотными отметками рельефа.

Эри предположил, что земная кора состоит из отдельных блоков одинаковой плотности, плавающих в вязком субстрате. Чем больше высота такого блока, тем больше его вес и тем глубже он погружен в субстрат.

Данные комплексных геофизических наблюдений показывают, что ближе к действительности гипотеза Эри. В его модели земной коры каждому избытку масс выше уровня моря отвечает такой же по абсолютной величине дефект массы ниже уровня моря. Условие равновесия



Рис. 5.8. Модель изостазии океанической коры

$$\sigma h = (\sigma' - \sigma) h' \quad (5.30)$$

Отсюда следует:

$$h' = \sigma h / (\sigma' - \sigma), \quad (5.31)$$

при  $\sigma = 2,67$  г/см и  $\sigma' = 3,00$  г/см  $h' = 8h$ .

Горному рельефу земной поверхности соответствует резко выраженное погружение подошвы земной коры.

Для океана модель изостазии представлена на рис. 5.8. Условие равновесия в этом случае

$$(2,67 - 1,03) \cdot h = (3,00 - 2,67) \cdot d, \quad (5.37)$$

откуда  $d = 5h$ .

Неровности нижней границы земной коры выражены в 5 раз сильнее по сравнению с рельефом дна.

Изостатическое равновесие устанавливается для форм рельефа протяженностью более 100 км. Мелкие формы рельефа удерживаются упругостью земной коры.

С помощью изостазии объясняют подъем скандинавского полуострова. Установлено, что эта область с конца ледникового периода поднимается как единый щит. На полуострове следы береговой линии обнаружены на высотах до 275 м. Столь большой подъем нельзя объяснить исчезновением нагрузки после таяния ледника, так как мощность ледового покрова в этом случае должна достигать 7000 м. Расчеты в рамках гипотезы изостазии показывают, что в рамках этой гипотезы мощность ледника не превышала 1000 м. В Антарктиде известны ледники, мощность которых больше 1000 м, т. е. получен результат, согласующийся с реально наблюдаемыми явлениями.

## 5.9. Изменение силы тяжести во времени

Величина и направление силы тяжести в любой точке меняются во времени. Изменения силы тяжести во времени принято делить на приливные и неприливные. Приливные изменения обусловлены притяжением Солнца и Луны, неприливные – перераспределением масс во время землетрясений, извержений вулканов, подъема уровня грунтовых вод и др.

Совместное влияние Луны и Солнца может вызвать максимальное изменение силы тяжести на 0,34 мГал за 6 часов. При высокоточных наблюдениях поправку за лунно-солнечное притяжение приходится учитывать. Земля не является абсолютно твердым телом и под действием лунно-солнечного притяжения периодически немного изменяет свою форму. На некоторых обсерваториях проводят непрерывную регистрацию лунно-солнечных вариаций поля силы тяжести.

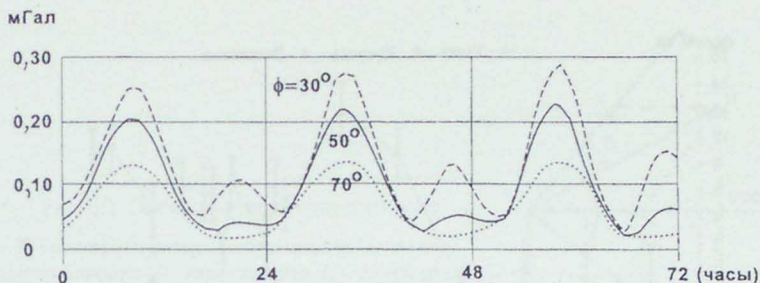


Рис. 5.9. Графики приливных изменений силы тяжести в зависимости от широты

На рис. 5.9 приведен пример расчета изменений  $g$  во времени на разных широтах. Наибольшее изменение  $g$  за счет притяжения Луны  $0,25$  мГал, за счет притяжения Солнца  $-0,1$  мГал. Амплитуда вариаций возрастает с уменьшением широты точки наблюдения. Вариация в течение суток может иметь 4 экстремума. На рис. 5.10 представлены результаты наблюдений приливных изменений силы тяжести с гравиметром ГАБЛ-М. На рисунке изображена переменная часть поля.

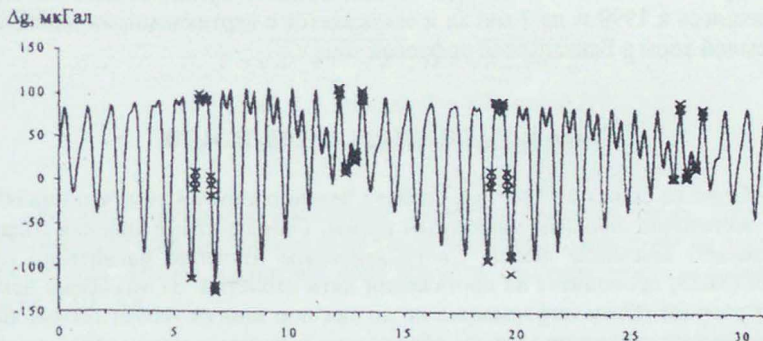


Рис. 5.10. Результаты наблюдений приливных изменений силы тяжести; сплошной линией изображены результаты теоретических вычислений (по Г. Арнауту)

Неприливные изменения силы тяжести обусловлены перераспределением масс во время землетрясений, извержений вулканов, подъема уровня грунтовых вод, движением полюса, изменением атмосферного давления и др. На рис. 5.11 представлены результаты наблюдений неприливных изменений силы тяжести, измеренные с гравиметром ГАБЛ-М в трех пунктах. В измеренные значения внесены поправки, учитывающие движение полюса. До 1996 г. поле оставалось стабильным. В 1996-1997 гг. на пункте «Талая» произошло увеличение силы тяжести, а в 1998 г. наблюдалось уменьшение силы тяжести.



Рис. 5.11. Результаты наблюдений неприливных изменений силы тяжести (по Г. Арнаутову)

ти. Контрольные измерения в платформенной области не зарегистрировали изменений силы тяжести. Результаты измерений на пункте «Иркутск» свидетельствуют о локальном изменении силы тяжести на пункте «Галая», которое увеличилось к 1999 г. на 7 мкГал и связывается с вертикальными движениями земной коры в Байкальской рифтовой зоне.

## Глава 6. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Одно из самых загадочных свойств Земли состоит в том, что она обладает достаточно сильным магнитным полем. Геомагнитные явления издавна привлекают внимание людей. Систематическое изучение магнитного поля Земли (МПЗ) проводится на протяжении пяти столетий. За это время накоплен огромный объем информации, но до сих пор многие геомагнитные явления не имеют достаточно ясного объяснения и поэтому мало учитываются в большинстве современных моделей строения Земли.

### 6.1. Элементы магнитного поля

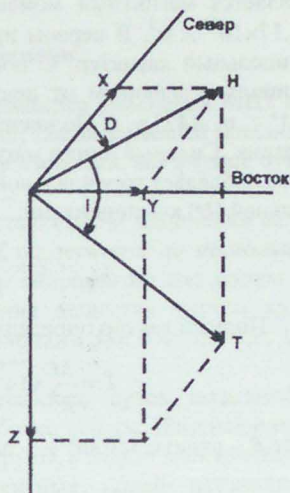
Магнитное поле принято характеризовать вектором магнитной индукции ( $T$ ), поэтому в каждой точке для его полной характеристики необходимо указать три компоненты (рис. 6.1). Это либо северная ( $X$ ), восточная ( $Y$ ), вертикальная ( $Z$ ) составляющие; либо модуль вектора магнитной индукции ( $T$ ), угол между направлением на север географический и проекцией  $T$  на горизонтальную плоскость (горизонтальной составляющей  $H$ ) – склонение ( $D$ ), угол между  $H$  и  $T$  – наклонение ( $I$ ); либо  $H$ ,  $D$ ,  $Z$ .

Рис. 6.1. Элементы геомагнитного поля:

$T$  – вектор магнитной индукции; составляющие напряженности:  $Z$  – вертикальная,  $H$  – горизонтальная; компоненты горизонтальной составляющей:

$X$  – северная,  $Y$  – восточная;  $D$  – склонение;

$I$  – наклонение



Элементы вектора индукции геомагнитного поля связаны соотношениями:

$$\begin{aligned}
 T &= \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}; \quad H = \sqrt{X^2 + Y^2}; \\
 H &= T \cos I; \quad Z = T \sin I; \quad \sin D = Y/H; \quad \sin I = Z/T; \\
 X &= H \cos D; \quad Y = H \sin D; \quad D = \arctg(Y/X).
 \end{aligned}
 \tag{6.1}$$

Единицей измерения магнитной индукции является тесла. Это очень большая величина, магнитное поле такой величины существует на поверхности Солнца. Земное магнитное поле принято характеризовать в нанотеслах,  $1 \text{ нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$ .

## 6.2. Характеристика магнитного поля Земли

Изучение МПЗ проводят на магнитных обсерваториях – учреждениях, где осуществляется непрерывная регистрация трех компонент МПЗ. Сеть обсерваторий начала создаваться в XIX веке по инициативе К. Гаусса. В настоящее время на Земле есть приблизительно 200 постоянно действующих обсерваторий. Измерения на обсерваториях проводятся с разрешенностью не хуже  $1 \text{ нТл}$  по полю и  $1$  минуты по времени. Данные обсерваторий обязательно публикуются в соответствии с принятым стандартом. На обсерватории, расположенной вблизи Екатеринбурга (ее международный код SWD), ведется одна из самых длительных непрерывных записей МПЗ.

В результате длительных наблюдений установлены основные характеристики геомагнитного поля. Интегральной характеристикой источника поля



является магнитный момент ( $M$ ), его величина в настоящее время равна  $8,17 \times 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ . В первом приближении магнитное поле Земли (МПЗ) носит дипольный характер. С погрешностью 20 % оно аппроксимируется полем диполя, удаленным от центра Земли на расстояние 490 км в направлении  $21^\circ \text{ с. ш. } 147^\circ \text{ в. д.}$  Положительный полюс диполя находится в южном полушарии. Силовые линии магнитного поля выходят из него (рис. 6.2). Поле диполя обладает тороидальной структурой и характеризуется осевой ( $Z$ ) и радиальной ( $H$ ) компонентами:

$$Z = \frac{2M}{R^3} \cos \theta; \quad H = \frac{M}{R^3} \sin \theta. \quad (6.2)$$

Полный вектор определяется из выражений

$$T = \frac{M}{R^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}; \quad \text{tg } I = \frac{Z}{H} = 2 \text{ctg } \theta = 2 \text{tg } \varphi, \quad (6.3)$$

где  $R$  – радиус Земли;  $\varphi$  – широта;  $\theta = 90^\circ - \varphi$ .

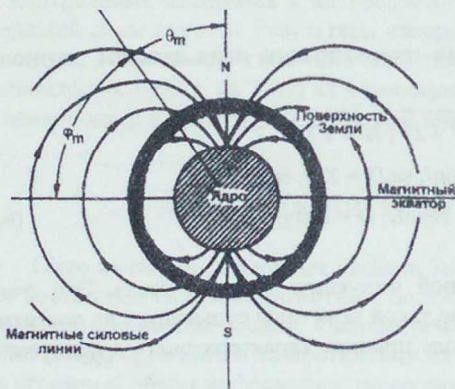


Рис. 6.2. Дипольное магнитное поле Земли:

$N$  – северный магнитный полюс;  
 $S$  – южный магнитный полюс

земной коры ( $T_a$ ), обусловленного внешними причинами; полем вариаций ( $\delta T$ ). Сумму дипольного и недипольного полей называют главным магнитным полем. Поле, обусловленное намагниченностью горных пород земной коры, называют аномальным полем ( $T_a$ ). Сумму главного магнитного поля и внешнего поля называют нормальным полем ( $T_0$ ). Наблюдаемое поле представляет собой сумму:

$$T_{\text{нзм}} = T_0 + T_a + \delta T. \quad (6.4)$$

### 6.3. Изменение МПЗ во времени

Магнитное поле меняется во времени; временные изменения МПЗ называют вариациями. Выделяют: вековые вариации, так называемый западный дрейф (смещение магнитных полюсов), суточные вариации, магнитные бури, короткопериодические вариации и др.

Вековая вариация является небольшой частью (20 %) изменений величины и направления главного поля с периодом от десятков до нескольких тысяч лет. Их вероятной причиной могут быть гидромагнитные волны во внешнем ядре или крупномасштабные движения вещества внутри ядра. В настоящее время установлены вариации с периодами 9,0; 5,4; 3,0; 1,8; 1,2; 0,9; 0,6 тыс. лет.

Вариации МПЗ продолжительностью несколько суток вызываются электрическими токами в ионосфере на высоте более 100 км. Изменяющиеся во времени магнитные поля этих токов индуцируют в Земле электрические токи, противодействующие изменениям магнитных полей источников. Существует две разновидности быстрых магнитных вариаций: суточные вариации и магнитные бури.

Суточные вариации обусловлены двумя кольцевыми токами, один из которых проходит в северной, а другой в южной половине освещенной Солнцем части Земли. Возникновение кольцевых токов обусловлено движением частиц ионосферы в магнитном поле Земли. Это движение связано с гравитационным взаимодействием системы Солнце – Земля – Луна, проявляющемся в расширении ионосферы, а также ионизации ионосферы под действием солнечной радиации.

Магнитные бури обусловлены внезапным возрастанием корпускулярного излучения Солнца. Когда заряженные частицы попадают в область влияния МПЗ, они захватываются и циркулируют по различным траекториям. Таким образом возникают незакономерные изменения магнитного поля, амплитуда которых в полярных областях может достигать 2000 нТл. Частота магнитных бурь определяется 11-летним циклом солнечных пятен. Их среднегодовое количество составляет примерно 10-12.

### 6.4. Магнитная картография

Для уяснения качественного и количественного характера магнитного поля строят карты различных характеристик МПЗ. Карты изолиний  $T$ ,  $Z$ ,  $H$  называют картами *изодинам*, склонения – картами *изогон*, наклонения – картами *изоклин*, карты равных изменений характеристик МПЗ – картами *изопор*. Карты строят по данным наблюдений на магнитных обсерваториях, а также по результатам региональных магнитных съемок. В связи с временной изменчивостью МПЗ карты относят к определенному моменту времени, именуемому эпохой. Карты строят для эпох, кратных пяти годам. Первые карты

магнитного поля для территории Советского Союза составлены для эпохи 1925 года. Впоследствии карты составлялись каждые пять лет.

Карты главного магнитного поля получают усреднением измеренных величин по временному интервалу свыше года и по площади не менее одного квадратного километра. На рис. 6.3-6.7 представлены карты главного МПЗ эпохи 1980 г., полученные по данным спутниковой съемки, которые дают общее представление о характере МПЗ.

Изогоны (см. рис. 6.3) выходят из одной точки земного шара и сходятся в другой, почти противоположной. Исключением является восточная часть нашей страны, где изогоны замыкаются. Если изогоны построить в районах географических полюсов, то можно видеть, что они сходятся в четырех точках. Две из них являются географическими полюсами, две носят название магнитных полюсов. На магнитных полюсах наклонение равно  $90^\circ$ , понятие о магнитном меридиане, так же, как на географических полюсах понятие географического меридиана, становится неопределенным.

Открытие магнитных полюсов – захватывающая приключенческая история. Северный магнитный полюс был открыт Джоном Россом (1777-1856) в 1831 г. в точке с координатами  $70^\circ 75' \text{ с. ш.}$  и  $96^\circ 46' \text{ з. д.}$  В 1903 г. Рауль Амундсен (1872-1928) вторично обследовал этот район и установил, что магнитный полюс исчез, он переместился в западном направлении. Предполагаемое местоположение южного полюса было вычислено К. Гауссом задолго до его открытия. Южный полюс был достигнут Эрнестом Генри Шеклтоном 16 января 1909 г. в точке  $72^\circ 25' \text{ ю. ш.}$ ,  $155^\circ 16' \text{ з. д.}$  и объявлен Британским владением. Однако скоро выяснилось, что полюс смещается за год на 6 км в северо-западном направлении. В 1962 г. южный полюс находился в точке  $67^\circ 30' \text{ ю. ш.}$ ,  $140^\circ \text{ в. д.}$

Геомангнитными полюсами называются точки, в которых ось аппроксимирующего МПЗ диполя, продолженного до земной поверхности, пересекает ее. Их координаты  $78,5^\circ \text{ с. ш.}$ ,  $290^\circ \text{ в. д.}$  и  $78,5^\circ \text{ ю. ш.}$ ,  $110^\circ \text{ в. д.}$

Изоклины (см. рис. 6.4) представляют собой ряд параллельных кривых, вытянутых в широтном направлении. Нулевая изоклина проходит вблизи экватора. По обе стороны от нее наклонение возрастает от 0 до  $90^\circ$ .

Горизонтальная составляющая при переходе от северного полюса к южному сначала возрастает от нуля до некоторой величины, а затем снова убывает до нуля (см. рис. 6.5). Максимальная величина  $H$  на различных меридианах различна. Наибольшего значения она достигает в районе Зондских островов – 40000 нТл.

Изодинами  $Z$  ведут себя подобно изоклинам (см. рис. 6.6). Вблизи магнитных полюсов  $Z$  достигает максимальных значений, близких к 60000 нТл, на магнитном экваторе  $Z = 0$ . В северном полушарии  $Z$  положительна, в южном – отрицательна.

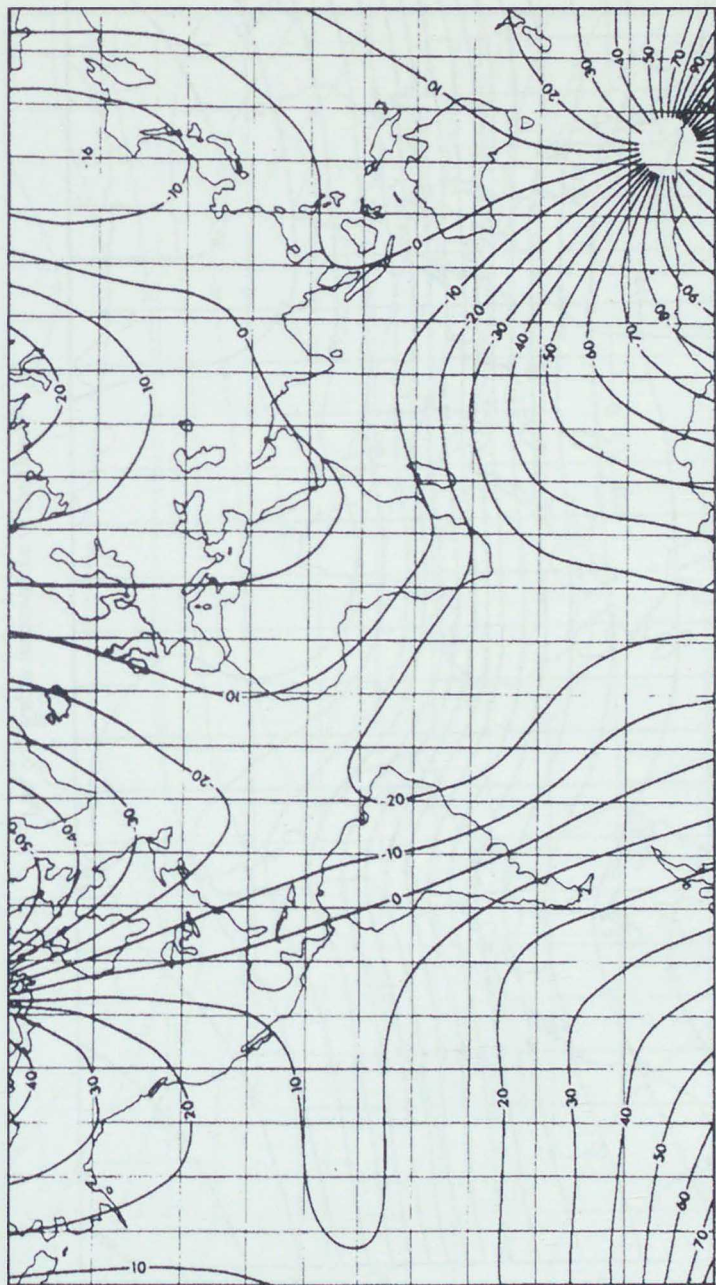


Рис. 6.3. Карта склонения (в градусах)

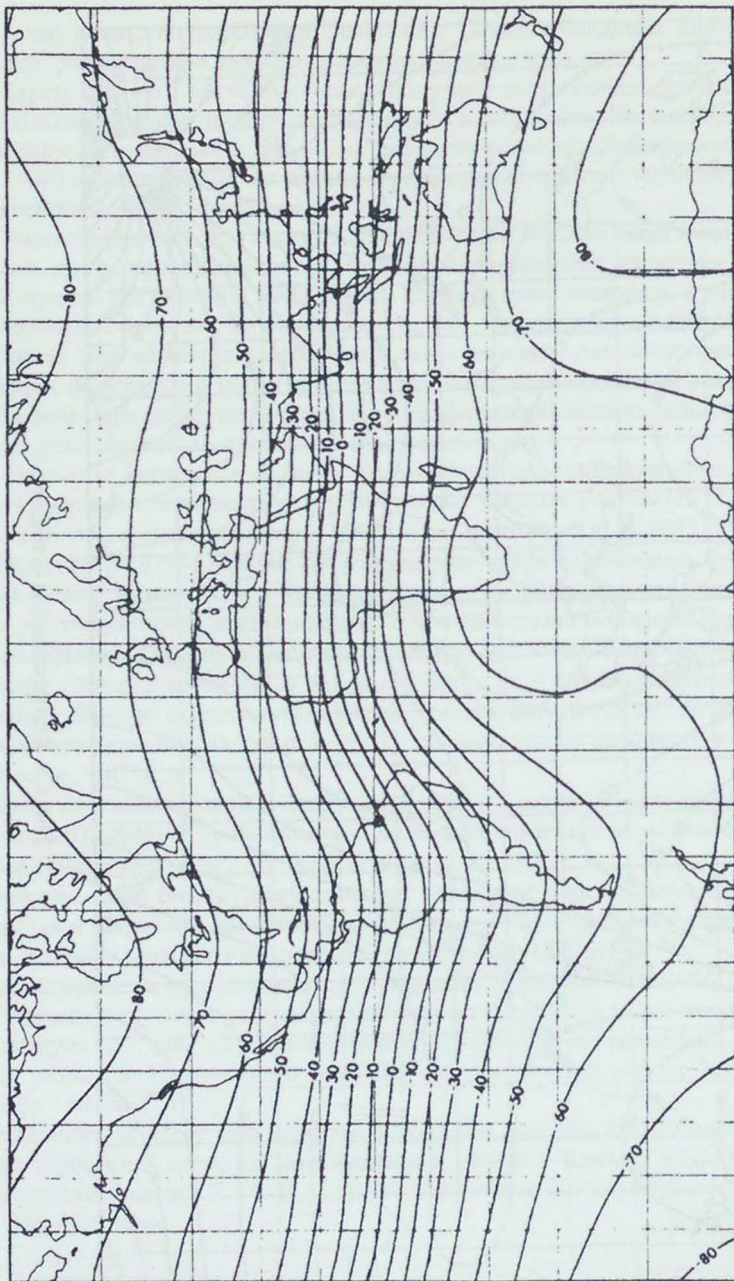


Рис. 6.4. Карта наклонения (в градусах)

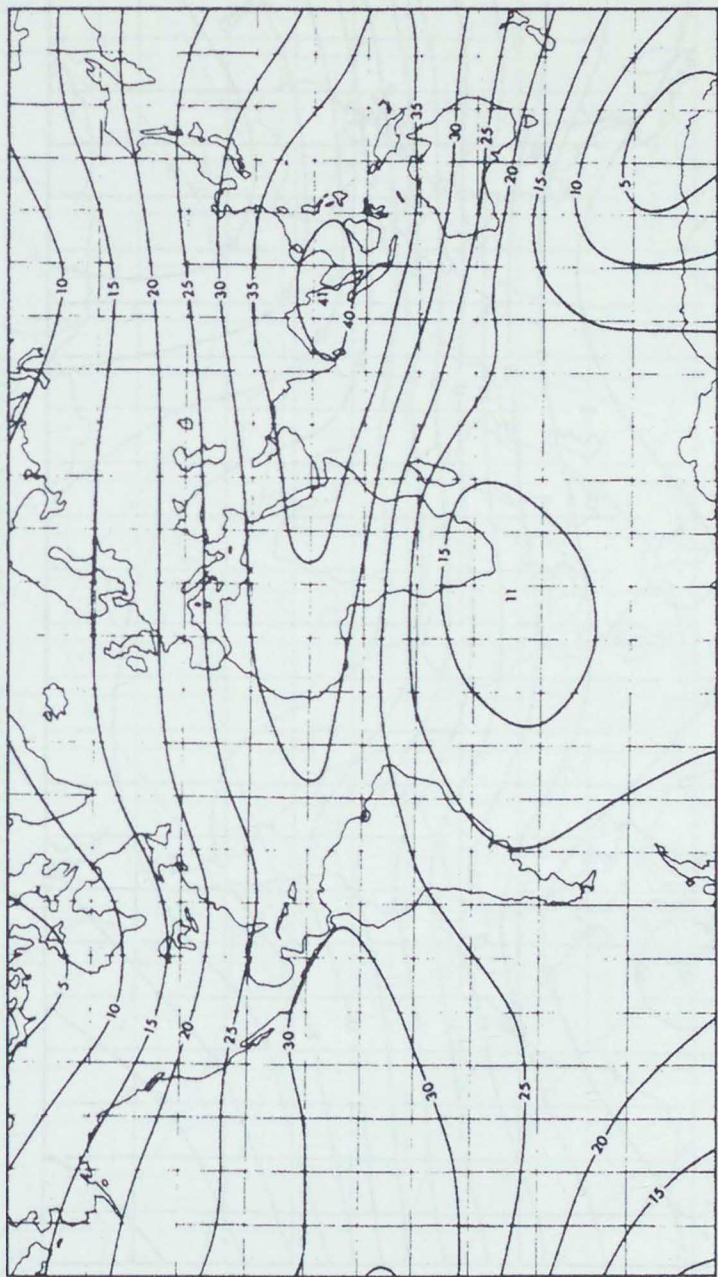


Рис. 6.5. Карта горизонтальной компоненты  $H$  (в мКГЛ)

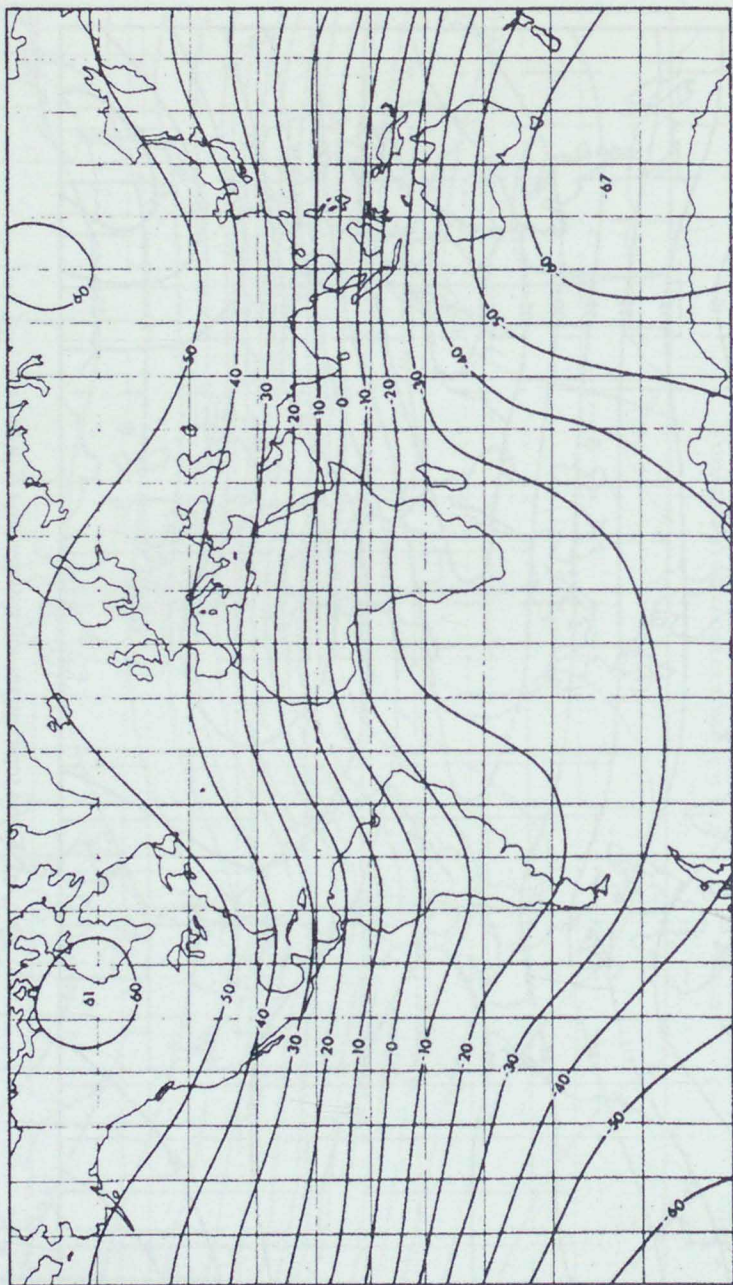


Рис. 6.6. Карта вертикальной компоненты  $Z$  (в мкг/л)

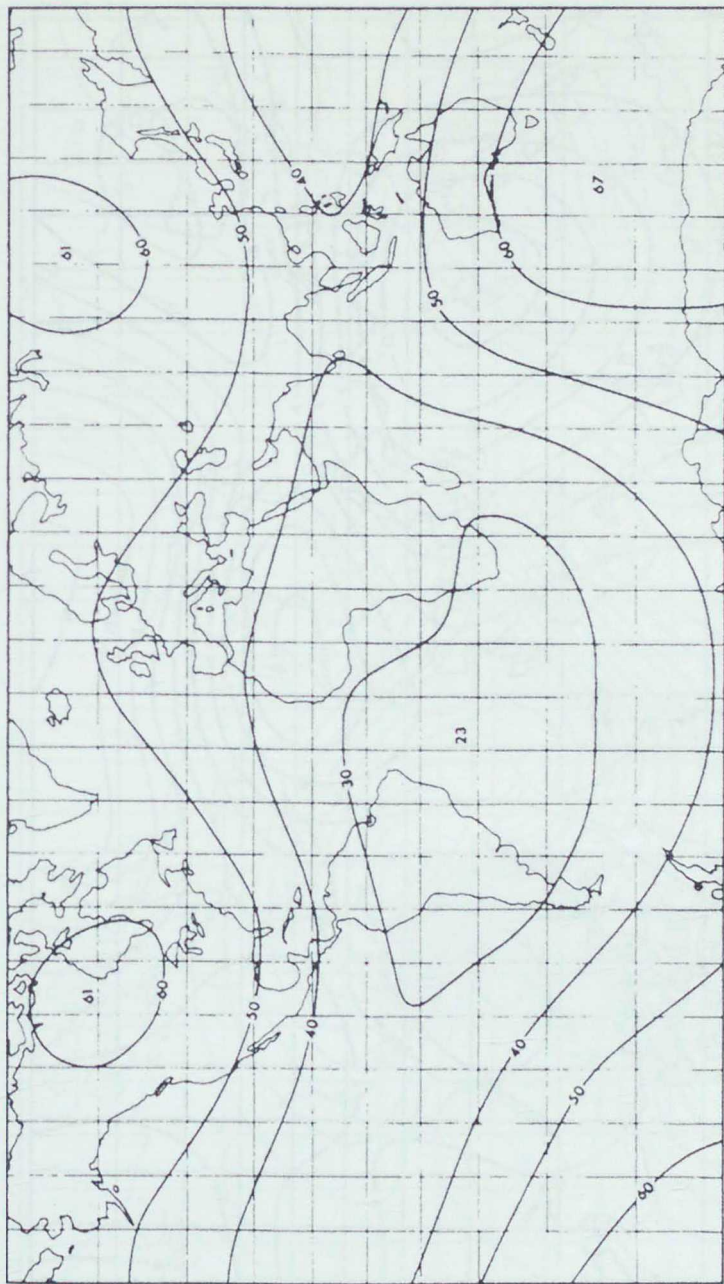
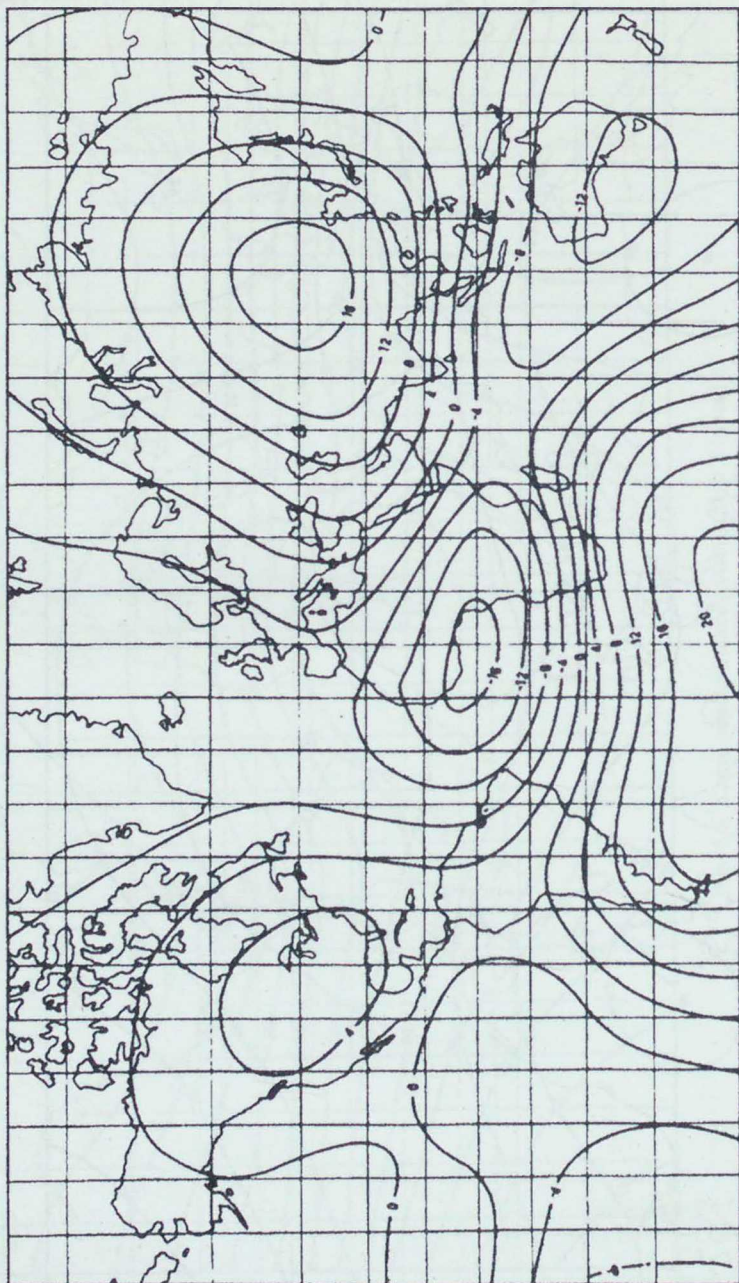


Рис. 6.7. Карта модуля  $T$  (в  $^{\circ}\text{C}$ )



a



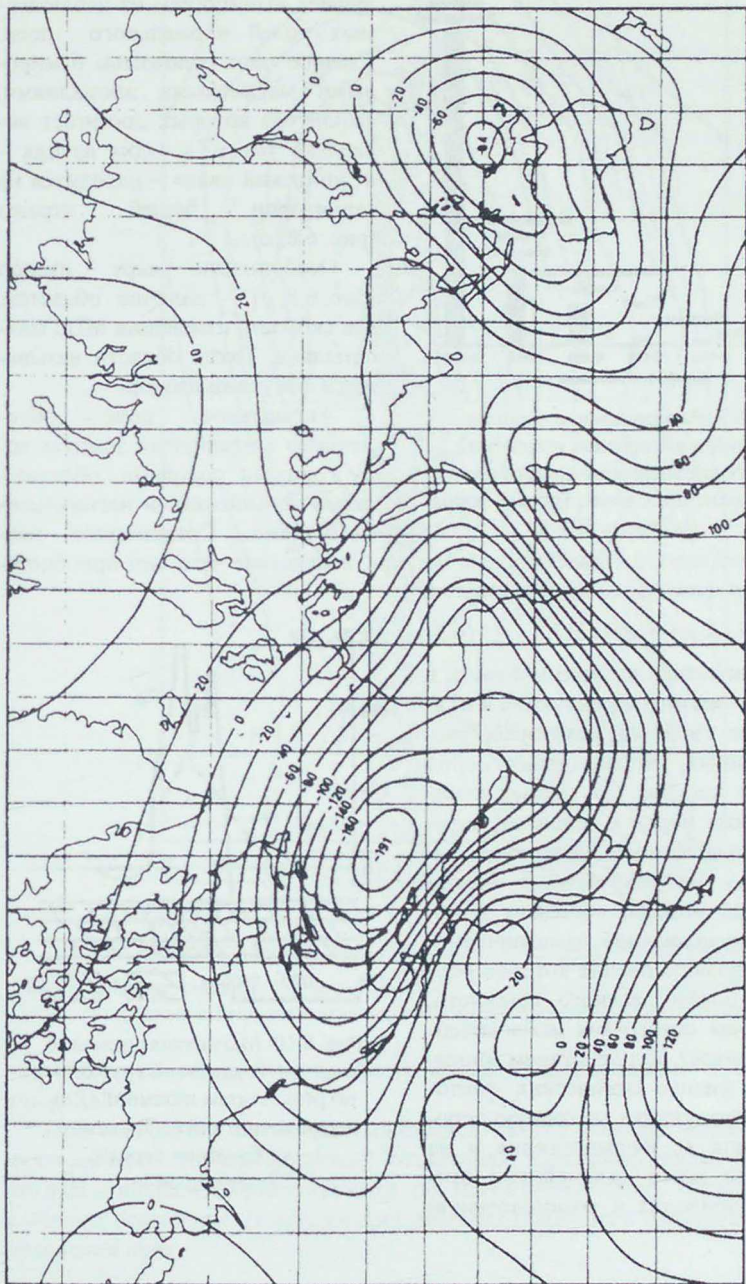


Рис. 6.8. Карта вертикальной компоненты недипольного поля, мкТл (а) и вековой вариации  $Z_a$  для эпохи 1980 г. (б)

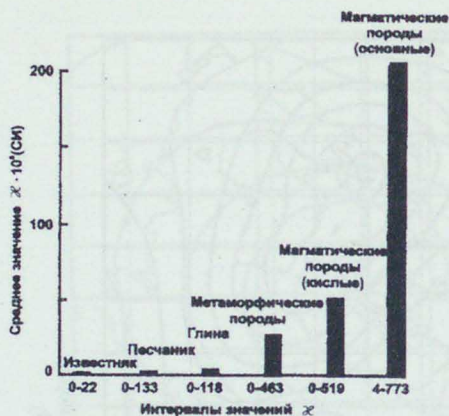


Рис. 6.9. Распределение средних значений и интервалов изменений магнитной восприимчивости для распространенных типов горных пород (по Кюри П.)

Магнитное поле намагничивает горные породы, вследствие чего они приобретают индуцированную намагниченность ( $J_i$ ):

$$J_i (\text{А} \cdot \text{м}) = \chi T / 1257, \quad (6.5)$$

где  $\chi$  – магнитная восприимчивость в ед. СИ;  $T$  – магнитная индукция в нТл. Магнитные свойства некоторых распространенных типов горных пород приведены на рис. 6.9. Намагниченность горных пород в основном определяется содержанием магнетита.

Помимо индуцированной намагниченности, породы обладают *естественной остаточной* намагниченностью ( $J_n$ ), возникновение которой обусловлено полем далекого прошлого. Естественная остаточная намагниченность возникает под действием многообразных физико-химических факторов, воздействующих на горную породу в период ее формирования и на протяжении всего дальнейшего времени. Это приводит к возникновению

Недипольную часть МПЗ получают вычитанием из наблюдаемых полей нормального поля. Главное поле осложнено 6 мировыми магнитными аномалиями, амплитуда которых достигает несколько тыс. нТл. Одна из них – «Сибирский овал» – находится на территории нашей страны (рис. 6.8, а).

Особенность карт изопор (рис. 6.8, б) – наличие областей, где скорость изменения МПЗ максимальна. Такие области называются фокусами изопор.

Аномальное поле обусловлено слагающими земную кору горными породами, обладающими повышенными магнитными свойствами. Современное маг-

нитное поле намагничивает горные породы, вследствие чего они приобретают индуцированную намагниченность ( $J_i$ ):

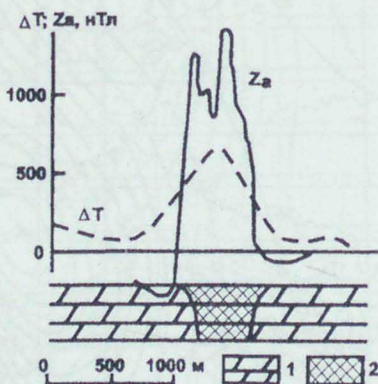


Рис. 6.10. Магнитная аномалия над кимберлитовой трубкой по результатам наземной ( $Z_a$ ) и аэромагнитной ( $\Delta T$ ) съемок: 1 – карбонатные породы; 2 – кимберлиты

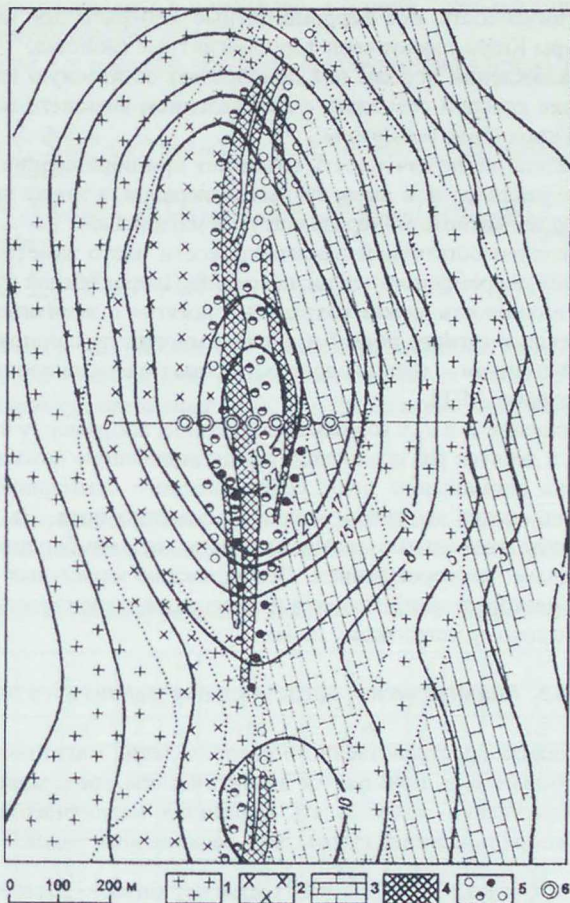


Рис. 6.11. Аномальное магнитное поле железорудного месторождения:

- 1 – граниты, сиениты; 2 – диориты, габбро; 3 – известняки; 4 – магнетитовая руда;  
 5 – рудные и безрудные скарны; 6 – скважины; изолинии даны в сотнях нТл

различных видов намагниченности, которые одновременно присутствуют в породе.

При осаждении магнитных минералов на дно водоема возникает *седиментационная* (ориентационная) остаточная намагниченность. Зерна магнитных минералов ориентируются по магнитному полю, существующему в момент осаждения. Последующий диагенез приводит к «запоминанию» направления поля.

Наиболее устойчивым видом намагниченности является *термоостаточная* намагниченность. Все ферромагнитные минералы при нагревании выше температуры Кюри теряют свои ферромагнитные свойства.

При охлаждении породы она приобретает остаточную намагниченность, направление которой совпадает с направлением внешнего магнитного поля, в котором произошло остывание.

*Химическая* намагниченность возникает при образовании магнитных минералов из раствора или немагнитных минералов, а также при преобразовании одного магнитного минерала в другой магнитный.

Направление остаточной намагниченности часто заметно отличается от направления современного магнитного поля. Закрепленная в породе остаточная намагниченность может сохранять «память» о величине и направлении древнего геомагнитного поля  $T$  в течение многих миллионов лет. «Окаменелый геомагнетизм» – естественная остаточная намагниченность – позволяет изучать историю МПЗ.

Соотношение  $J_i$  и  $J_n$  у горных пород разное, например, у океанических базальтов  $J_n$  в десятки раз превосходит индуцированную намагниченность. Интенсивность аномального поля, обусловленного суммарной намагниченностью пород, может достигать величины главного поля. На рис. 6.10 и 6.11 представлены аномальные магнитные поля над кимберлитовой трубкой и железорудным месторождением. Особенностью магнитных аномалий железорудных месторождений является их высокая интенсивность, близкая по величине к главному магнитному полю.

## 6.5. Аналитическое представление магнитного поля Земли

Для анализа пространственного распределения магнитного поля, так же, как и в гравиметрии, пользуются аналитическим представлением. В 1838 г. К. Гаусс предложил представлять потенциал магнитного поля Земли как функцию координат в виде суммы двух бесконечных рядов:

$$U(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{r^n}{a^{n-1}} (b_n^m \cos m\lambda + c_n^m \sin m\lambda) \cdot P_n^m(\cos \theta) + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{a^{n+2}}{r^{n+1}} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \cdot P_n^m(\cos \theta), \quad (6.6)$$

где  $a$  – радиус Земли;  $r$  – расстояние до точки наблюдения от центра Земли;  $\lambda$  и  $\theta$  – угловые координаты точки наблюдения;  $b_n^m$ ,  $c_n^m$ ,  $g_n^m$ ,  $h_n^m$  – постоянные коэффициенты;  $P_n^m(\cos \theta)$  – присоединенные полиномы Лежандра. Данная функция характеризует потенциальную часть МПЗ. Сумма первого ряда (6.1) возрастает с удалением от центра Земли, а сумма второго ряда убывает. Соответственно, потенциал первого ряда истолковывают как магнитный потен-

циал токов, циркулирующих в ионосфере, а второй – как магнитный потенциал токов, циркулирующих в Земле.

Из (6.6) при  $r = a$  можно получить составляющие вектора  $T$  на земной поверхности:

$$\begin{aligned}
 X &= \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[ (b_n^m + g_n^m) \cos m\lambda + (c_n^m + h_n^m) \sin m\lambda \right] \frac{d}{d\theta_m} \left[ P_n^m(\cos \theta) \right]; \\
 Y &= \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[ m(b_n^m + g_n^m) \sin m\lambda - m(c_n^m + h_n^m) \cos m\lambda \right] P_n^m(\cos \theta) \frac{1}{\sin \theta}; \\
 Z &= \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[ n b_n^m - (n+1) g_n^m \right] \cos m\lambda + \left[ n c_n^m - (n+1) h_n^m \right] \sin m\lambda \left[ P_n^m(\cos \theta) \right].
 \end{aligned} \quad (6.7)$$

Формулы (6.6), (6.7) позволяют вычислить элементы главного магнитного поля в любой точке земной поверхности и вне ее и любые характеристики МПЗ. Например, магнитный момент определяется выражением

$$M = a^3 \sqrt{(g_0^1)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2}. \quad (6.8)$$

В табл. 6.1 приведены величины коэффициентов в формулах (6.7), определенные по результатам измерений магнитного поля Земли для 1980 г.

Таблица 6.1

Гармонические коэффициенты для 1980 г. (ГОСТ 25645.126-85)

$n$	$m$	$g_n^m$	$h_n^m$	$n$	$m$	$g_n^m$	$h_n^m$	$n$	$m$	$g_n^m$	$h_n^m$
1	0	-29988	0	4	3	-419	53	6	4	4	-43
1	1	-1957	5606	4	4	199	-298	6	5	14	-2
2	0	-1997	0	5	0	-219	0	6	6	-108	17
2	1	3028	-2129	5	1	357	46	7	0	70	0
2	2	1662	-199	5	2	261	149	7	1	-59	-83
3	0	1279	0	5	3	-74	-150	7	2	2	-28
3	1	-2181	-335	5	4	-162	-78	7	3	20	-5
3	2	1251	271	5	5	-48	92	7	4	-13	16
3	3	833	-252	6	0	49	0	7	5	1	18
4	0	938	0	6	1	65	-15	7	6	11	-23
4	1	783	212	6	2	42	93	7	7	-2	-10
4	2	398	-257	6	3	-192	71				

Измерения, проводимые на земной поверхности и в космосе, позволяют найти коэффициенты ряда (6.6) (см. табл. 6.1). Так как магнитное поле меняется во времени, то каждые пять лет одновременно с построением карт новой эпохи проводят перевычисление коэффициентов ряда (6.6). Международная ассоциация по геомагнетизму и аэрономии каждые пять лет утверждает модель, именуемую Международным аналитическим эталонным полем и представляющую собой ряд (6.6), коэффициенты которого являются

средневзвешенными из коэффициентов, предложенных разными странами. Анализ коэффициентов  $b_n^m, c_n^m, g_n^m, h_n^m$  показывает, что коэффициенты  $b$  и  $c$  намного меньше  $g$  и  $h$ . Это означает, что главное поле имеет внутреннее происхождение. Погрешность определения коэффициентов может дать ошибку при вычислении полей до 250 нТл.

Несмотря на чисто формальный характер сферического гармонического анализа, отдельные члены ряда (6.6) имеют вполне определенное физическое значение. Перепишем выражение (6.6), опуская слагаемые, связанные с внешним полем, в виде

$$U = g_1 \frac{a^3}{r^2} \cos \theta + \frac{a^3}{r^2} (g_1^1 \cos \lambda + h_1^1 \sin \lambda) \sin \theta + \frac{a^4}{r^3} g_2 \frac{1}{2} (3 \cos^2 \theta - 1) + \frac{a^4}{r^3} (g_2^1 \cos \lambda + h_2^1 \sin \lambda) \sqrt{3} \sin \theta \cos \lambda + \dots \quad (6.9)$$

Первое слагаемое в (6.9) представляет собой поле диполя с моментом  $m = \frac{4\pi}{\mu_0} a^3 g_1$ , ось которого совпадает с осью вращения Земли. Второе слагаемое соответствует диполю, расположенному в экваториальной плоскости в направлении точки с долготой  $\lambda = \arctg \frac{h_1^1}{g_1^1}$ . Таким образом, сумма двух первых слагаемых соответствует диполю, составляющему с осью вращения

угол  $\Phi = \arctg \frac{\sqrt{(g_1^1)^2 + (h_1^1)^2}}{g_1}$ . Следующие три слагаемых составляют поле квадруполь\*. Аналогичное истолкование можно дать и последующим слагаемым ряда (6.9).

## 6.6. Происхождение геомагнитного поля

Все гипотезы строения Земли должны строиться с учетом отмеченных выше особенностей геомагнитного поля. Для объяснения наблюдаемых полей в настоящее время придерживаются гипотезы *магнитного динамо*, согласно которой магнитное поле объясняют циркуляцией электрического тока в ядре. Принято считать, что внешнее ядро состоит из жидкого железоникеля с некоторой примесью кремния и серы, т. е. является проводником. Образование токов в ядре происходит путем индукции при вихревом движении металлических масс ядра в магнитном поле. При этом магнитным полем

\* Квадруполь — это совокупности двух одинаковых, но противоположно ориентированных диполей, расположенных на небольшом расстоянии друг от друга.

является поле, образованное самими же токами и непрерывно ими регенерируемое, аналогично тому, как это происходит в динамо-машинах, вследствие чего гипотеза и получила свое название.

Для начала циркуляции токов и последующей регенерации магнитного поля должно иметься хотя бы слабое начальное поле. Его наличие связывают с гиромангнитным эффектом, который состоит в том, что вращающееся тело намагничивается в направлении оси вращения. Поле, обусловленное гиромангнитным эффектом, вызываемым вращением Земли вокруг оси, мало и не превышает  $10^{-10}$  части МПЗ, однако его оказывается вполне достаточно для возникновения эффекта регенерации и появления более интенсивного тороидального магнитного поля.

Принцип работы модели рассмотрим на примере дискового динамо (рис. 6.12). Периферийная часть диска соединена при помощи скользящих контактов с системой витков. Диск вращается относительно витков. Даже незначительное поле, параллельное оси вращения, возбуждает электрическое поле в диске, направленное по его радиусу. Кольца навиты так, что ток увеличивает поле, пронизывающее диск.

Расчеты показывают, что при скорости вращения Земли около  $7,3 \cdot 10^{-5}$  рад/с и предполагаемой проводимости жидкого железоникеля регенерация магнитного поля в Земле вполне возможна.

Рассматривая более сложную модель пары связанных друг с другом дисков, можно объяснить вековой ход и инверсии магнитного поля. Проблема состоит в том, чтобы подобрать поле скоростей движения вещества внешнего ядра, которое могло бы поддерживать существующее магнитное поле. Установлено, что самовозбуждающееся динамо может существовать, если имеется асимметрия внешнего поля и асимметрия потока вещества.

Таким образом, возникновение магнитного поля у нашей планеты связано с той стадией ее эволюции, на которой в результате гравитационной дифференциации протопланетного вещества выделилось железное ядро.

С позиций современной динамо-теории находят объяснение все главные особенности геомагнитного поля:

- геомагнитная ось отклонена от оси вращения Земли лишь на небольшой угол (при осреднении за интервал времени порядка  $10^6$  лет геомагнитная ось совпадает с осью вращения);
- геомагнитное поле на поверхности Земли по своим характеристикам близко к дипольному;
- геомагнитное поле имеет недипольную компоненту;

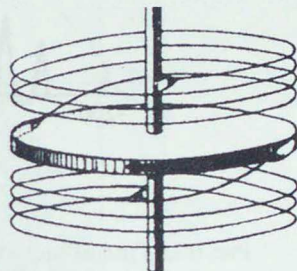


Рис. 6.12. Дисковое динамо, на основе которого объясняется принцип работы самовозбуждающегося динамо



– существуют вариации геомагнитного поля с периодами 100, 1000, 10000 лет;

– геомагнитное поле претерпевает инверсии.

Геомагнитные инверсии – глобальные явления. Существует достаточно точная стратиграфическая и хронологическая корреляция прямо и обратно намагниченных образований по всему миру. Один из способов изучения инверсий магнитного поля – определение возраста методами абсолютной геохронологии для образцов с определенной магнитной полярностью.

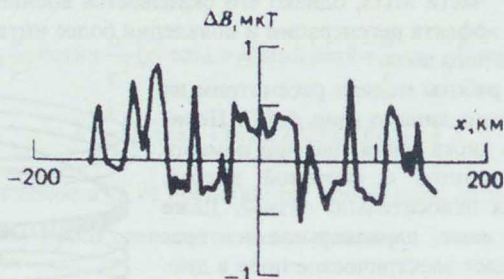


Рис. 6.13. График магнитного поля над срединно-океаническим хребтом (по Д. Теркоту)

Другой способ изучения инверсий – изучение полосовых магнитных аномалий морей и океанов. На основании гипотезы разрастания океанического дна полагают, что полосовые аномалии по обе стороны рифта обусловлены чередованием блоков пород с разнополярной намагниченностью, соответствующей разным эпохам прямой и обратной полярности (рис. 6.13 и 6.14). По результатам компонентных гиромангнитных наблюдений МПЗ находят направление  $J_n$ .

Изучение инверсий проводят также по исследованиям керна скважин, палеомагнитному изучению наиболее полных разрезов осадочных толщ в стратотипических областях.

В настоящее время известны несколько шкал инверсий магнитного поля на достаточно длительный промежуток времени, различие между ними не превышает 10 %. Одна из них приведена на рис. 6.15. За последние примерно 4 млн лет выделяют 4 эпохи с чередующимися направлениями поля: Брюнес – современная, Матуяма, Гаусса, Гильберта.

В пределах одной эпохи могут наблюдаться *ивенты* и *экскурсы*. Ивент – кратковременное полное обращение геомагнитного поля продолжительностью около 100000 лет. Ивентам присваиваются имена по местам их открытия. Экскурсы – кратковременные (менее 10000 лет) отклонения геомагнитного полюса от исходного положения не менее чем на  $60^\circ$  и не более чем на  $120^\circ$ , после чего магнитный полюс возвращается в исходное положение.

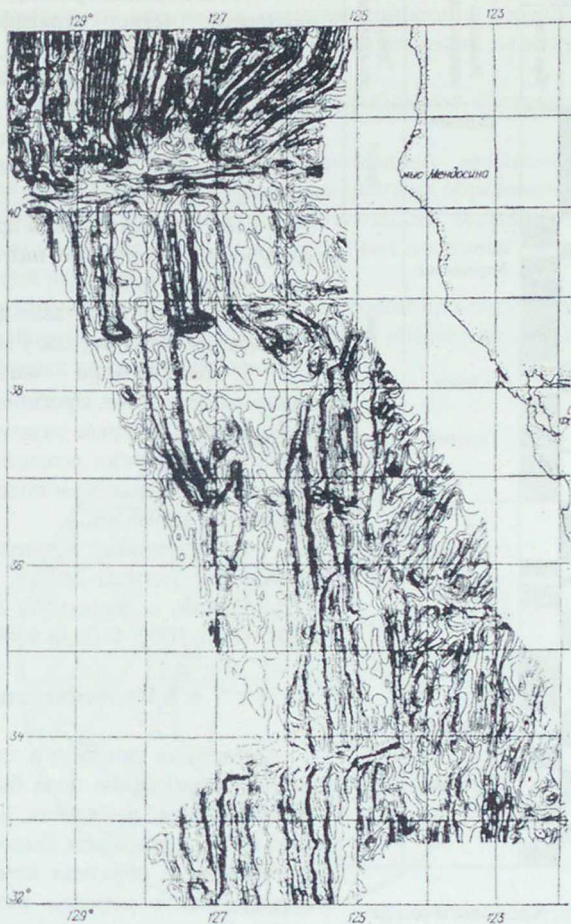


Рис. 6.14. Полосовые магнитные аномалии вблизи американского побережья

Для палеомагнитных исследований необходимо отбирать ориентированные образцы, по 3-5 образцов из одного стратиграфического горизонта, лавового потока и т. д. Измерения проводят с помощью криогенных или иных магнитометров, обладающих высокой чувствительностью, что позволяет проводить палеомагнитные исследования всех типов пород, в том числе слабомагнитных осадочных горных пород.

Кроме того, теоретические исследования позволяют сделать следующие выводы о строении ядра:

Абсолютный возраст, млн.лет	Поле		Инверты полярности	Эпохи полярности
	прямое	обратное		
0.5	■	□	Лашамп	Брюнес
1.0	□	■	Харамильо	
1.5	■	□	Гильса	Магуяма
2.0	□	■	Олдувей	
2.5	■	□	Кайена	
3.0	□	■	Мэмос	Гаусс
3.5	■	□	Кочити	
4.0	□	■	Нунивак	Гильберт
4.5	■	□		

Рис. 6.15. Хронологическая шкала инверсий геомагнитного поля

лярность многократно. Решающим для доказательства геомагнитных инверсий было установление следующих фактов:

1. Одновозрастные породы повсеместно обладают первичной намагниченностью, соответствующей одной и той же полярности геомагнитного поля. В ряде случаев такая синхронность установлена в планетарном масштабе.

2. Горные породы, обожженные интрузиями и лавами, независимо от состава, намагничены так же, как и эти интрузии и лавы.

1. На верхней границе жидкого ядра находится четко стратифицированный слой толщиной около 20 км, являющийся следствием гравитационной дифференциации вещества ядра. Его плотность на  $10^{-4}$  г/см<sup>3</sup> меньше плотности ядра, что достаточно для развития в нем интенсивных быстротекающих возмущений. Этот слой ответственен за происхождение экскурсов, которые не находят объяснения с позиций динамо.

2. Жидкое ядро асимметрично. Его асимметрия такая же, как у геоида.

3. Граница ядро – мантия имеет неоднородности типа прогибов и выпуклостей, вокруг которых развиваются специфические движения вещества. Они отражаются в современном поле как мировые магнитные аномалии.

4. Переменные процессы в ядре образуют дискретный спектр, включающий 8 колебаний, с периодами 360, 600, 900, 1200, 1800, 3000, 5400, и 9000 лет.

## 6.7. Палеомагнетизм

Впервые гипотеза о том, что в прошлом геомагнитное поле было обратным современному, высказана Б. Брюнесом в 1906 г. В дальнейшем было обнаружено, что прямая и обратная намагниченности встречаются в породах различного возраста. Это послужило основанием считать, что геомагнитное поле в течение геологической истории меняло свою полярность.

3. Закономерности изменения намагниченности в переходных слоях, разделяющих зоны прямой и обратной намагниченности, не могут быть объяснены явлениями самообращения.

При палеомагнитных исследованиях принимают следующие допущения:

1. Горные породы при своем образовании намагничиваются по направлению геомагнитного поля времени и места их образования.

2. Приобретенная первичная намагниченность сохраняется в породе в геологическом масштабе времени и может быть выделена (хотя бы частично) из суммарной намагниченности.

3. Геомагнитное поле, осредненное за любой промежуток в 100000 лет (кроме эпох инверсий), является полем диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по ее оси вращения.

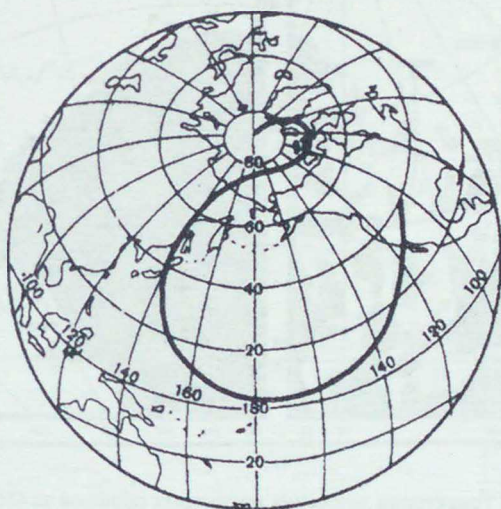


Рис. 6.16. Движение магнитного полюса по палеомагнитным данным

В результате измерений находят склонение и наклонение. Если поле дипольное, то для определения положения палеоплюса достаточно одного измерения. Для большей надежности положение полюсов определяют по результатам исследования нескольких образцов.

Результаты многолетних палеомагнитных исследований свидетельствуют о том, что геомагнитные полюса меняли свое положение относительно географических полюсов (рис. 6.16). Палеомагнитные данные о движении полюсов, полученные для разных континентов, значительно расходятся. Траектории движения полюсов могут быть совмещены при условии перемеще-

ния континентов относительно друг друга в геологическом прошлом. Эти данные являются одним из самых весомых аргументов для доказательства движения континентов в гипотезах мобилизма.

Особенно велико значение палеомагнитных исследований для изучения тектоники. Совмещая палеомагнитные полюсы разных блоков литосферы с полюсом вращения Земли, можно найти положение этих блоков относительно полюса в любую эпоху. Проследивая изменения этих положений от эпохи к эпохе, можно реконструировать взаимное расположение континентальных блоков.

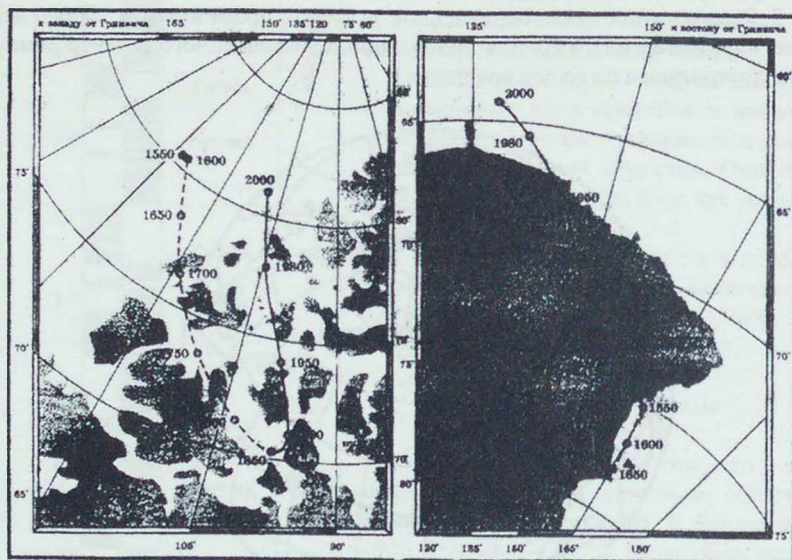


Рис. 6.17. Траектории движения магнитных полюсов за 450 лет (по А. Дьяченко)

Изменение магнитного поля в последнее время существенно ускорилось. На рис. 6.17 приведены траектории движения истинных магнитных полюсов за последние 450 лет. На рис. 6.18 приведен график зависимостей скорости движения полюсов за последние 50 лет. Их скорость увеличивается, и в 2000 г. достигла 40 км/год. Если такая скорость движения полюсов сохранится, то через 50 лет северный магнитный полюс окажется на территории Сибири. На рис. 6.19 приведены графики изменения элементов МПЗ за последние 6000 лет.

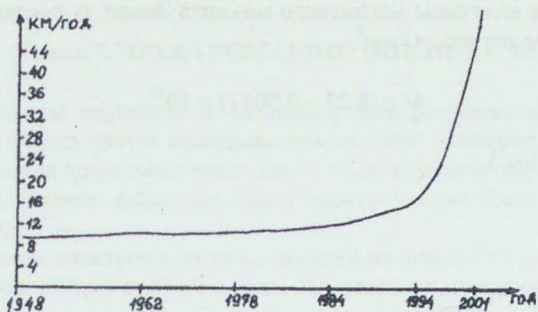


Рис. 6.18. График скорости дрейфа северного магнитного полюса с 1948 по 2001 гг.  
(по А. Дьяченко)

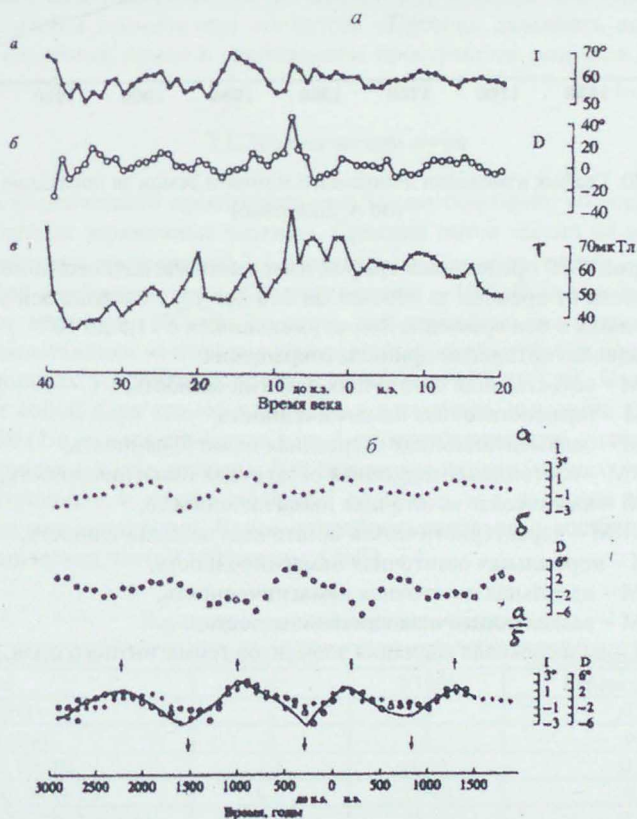


Рис. 6.19. Изменение элементов магнитного поля за последние 6000 лет (а),  
1200-летняя вариация геомагнитного поля (б)  
(по С. П. Бурлацкой)

Изменение величины магнитного момента Земли за последние 200 лет описывается уравнением, нТл·м<sup>3</sup>

$$M = (8,27 - 0,004T) \times 10^{15}$$

(1 нТл·м<sup>3</sup> = 10<sup>7</sup> А·м<sup>2</sup>).

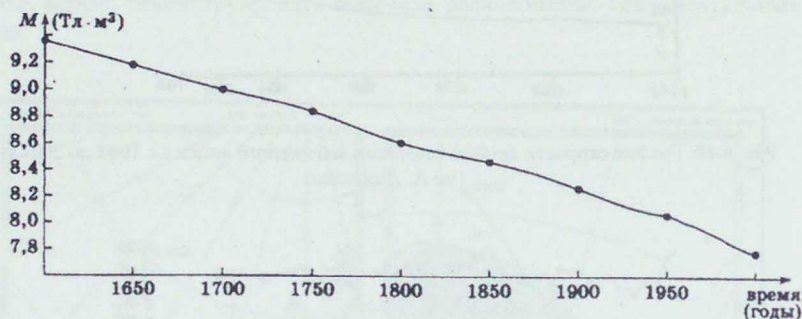


Рис. 6.20. График изменения дипольного момента Земли за последние 400 лет (по А. Дьяченко)

На рис. 6.20 представлен график изменения магнитного момента Земли в зависимости от времени за 400 лет. За 200 лет угол наклона оси эксцентрического диполя к оси вращения Земли уменьшился с 11,5 до 10°.

В палеомагнитологии приняты сокращения:

NRM – естественная остаточная намагниченность,

TRM – термоостаточная намагниченность,

DRM – седиментационная остаточная намагниченность,

PDRM – постседиментационная остаточная намагниченность,

CHM – химическая остаточная намагниченность,

ChNRM – характеристическая остаточная намагниченность,

IRM – нормальная остаточная намагниченность,

ARM – идеальная остаточная намагниченность,

VRM – вязкая остаточная намагниченность,

PSV – палеовековая вариация элементов геомагнитного поля.

## Глава 7. ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Отдельные элементы и следствия электромагнитных явлений давно и успешно используются исследователями недр: например, измерение в разведочных целях компонент магнитного поля, изучение вариаций магнитного поля, исследование низкочастотных электрических (теллурических) токов в Земле и др.

Изучение электромагнитных явлений планетарного масштаба особенно активно проводилось в 20-50-е годы XX столетия, когда состав потока заряженных космических частиц (лучей) изучали с помощью ионизационных камер, поднимаемых до высот стратосферы на воздушных шарах. Исследование заряженных частиц проводилось в камерах Вильсона, фотоэмульсионных пластинках, сцинтилляционных датчиках и т. д. С конца 50-х годов в связи с использованием космических аппаратов «Протон» дальность исследования электромагнитных полей в околоземном пространстве возросла до миллионов километров.

### 7.1. Космические лучи

Из космического пространства на Землю постоянно со всех направлений прилетают заряженные частицы. Средний поток частиц на верхней границе атмосферы составляет 0,7-1 частиц/см<sup>2</sup>·с. Скорость частиц – от 300 км/с до близкой к скорости света. Средняя энергия –  $10^{10}$  эВ, у отдельных частиц достигает величины  $10^{19}$  эВ. Заметим, что максимальная энергия ядерных частиц, вылетающих из атомов радиоактивных элементов или получаемых на самых мощных ускорителях частиц, составляет  $10^{10}$ - $10^{12}$  эВ. Частицы представляют собой ядра атомов химических элементов, имеющих атомный вес от 1 до 50 (1 а. е. веса равняется весу 1 протона): водорода, гелия, бериллия, бора, кремния, железа, никеля... Все эти атомы лишены одного или нескольких электронов, т. е. имеют заряд от 1 до 20 а. е. (1 а. е. заряда равна заряду электрона или позитрона). Более подробные сведения о составе и атомном весе космических частиц приведены в табл. 7.1.

Таблица 7.1

Характеристика космических частицы

Вид частицы	Заряд (а.е.)	Вес	Доля в общем потоке (%)
<i>e</i> , электрон	-1	1/1861	Менее $\alpha$ -частиц
<i>p</i> , протон (H)	1	1	92,9
$\alpha$ -частица (He)	2	4	6,3
Легкие (Li, Be, B)	3-5	6-10	0,13
Средние (C, N, O, F)	6-9	12-18	0,4
Тяжелые (Ne, Na, Mg, Ca)	10-20	20-40	0,18
Сверхтяжелые (Ti, Cr, Fe, Ni)	>20	>42	0,05



Источниками космических лучей являются сверхновые звезды Вселенной, например Крабовидной туманности, созвездия Тельца, Кассиопеи и др. Ближайшая к Земле звезда Солнце тоже является источником космических лучей, характеризующихся низкой – порядка  $2 \times 10^3$  эВ энергией. Состав космических частиц Солнца: протоны, ядра гелия, лития и другие легкие частицы. Подробнее об этом речь пойдет в разделе 7.5.

Средняя энергия космических лучей, приходящих на Землю, сравнима с энергией видимого света звезд, т. е. она ничтожно мала в сравнении с энергией ультрафиолетового, видимого и инфракрасного излучения Солнца.

## 7.2. Взаимодействие космических частиц с магнитным полем Земли

На заряженную частицу в магнитном поле действует сила Лоренца, направленная перпендикулярно к направлению движения частицы (по правилу левой руки, см. рис. 7.3.). Она заставляет двигаться частицу по окружности в плоскости, перпендикулярной направлению вектора магнитной индукции. При вращении частицы по круговой орбите сила Лоренца  $F$  должна быть уравновешена центробежной силой:

$$F = Z \cdot B \cdot V = m \cdot V^2 / R, \quad (7.1)$$

где  $Z$  – заряд частицы ( $1,60 \times 10^{-29}$  Кл);  $B$  – магнитная индукция (Тл);  $V$  – скорость частицы (м/с);  $m$  – масса частицы (кг);  $R$  – радиус орбиты вращения частицы (м).

Часто в физике космических частиц рассматривают произведение магнитной индукции на радиус –  $BR$  – магнитную жесткость частицы, равную отношению импульса частицы  $mV$  к заряду  $Z$ . Радиус кривизны траекторий жестких частиц достаточно велик, т. е. их траектории близки к прямолинейным. На рис. 7.1 показано, как влияет на траекторию движения заряженной частицы увеличение магнитного поля вблизи полярных областей Земли и величина импульса частицы. В частности, из-за увеличенной напряженности магнитного поля вблизи полярных областей Земли количество захватываемых космических частиц увеличивается (рис. 7.2). В этом заключается один из факторов широтного эффекта распределения интенсивности космических лучей, регистрируемых на Земле.

Магнитное поле Земли выступает защитой от космических частиц, обладающих большой энергией. Приведем формулу (7.1) к виду:  $R = mV/ZB$  и рассмотрим ситуацию, когда частицы с одинаковым импульсом  $mV$  и зарядом  $Z$  приближаются к Земле в экваториальной плоскости (рис. 7.3). Чем ближе траектория частицы к Земле, тем большая магнитная индукция  $B$  оказывает на нее влияние. Орбита частиц становится криволинейной из-за действия силы Лоренца. Но главное здесь то, что существует область около Зем-

\* В космическом вакууме магнитная индукция  $B$  численно равна напряженности магнитного поля  $H$ .

ли, в которую частицы данной энергии не попадут никогда, так как радиус кривизны их вращения в магнитном поле больше радиуса Земли. Чем больше импульс, тем больше радиус. Но частицы, обладающие меньшим импульсом, будут иметь в тех же геомагнитных условиях меньший радиус вращения, и тогда частицы попадут в область, запрещенную для частиц высокой энергии.

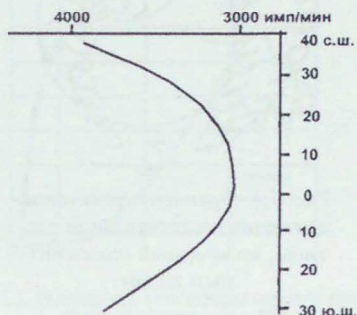
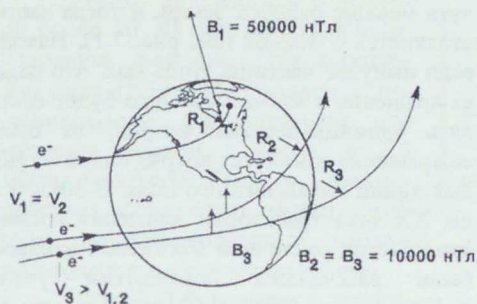


Рис. 7.1. Влияние величины вектора магнитной индукции  $B$ , импульса  $mV$  на радиус кривизны орбиты электронов

Рис. 7.2. Широтный эффект изменения интенсивности нейтронной компоненты космических лучей на поверхности Земли

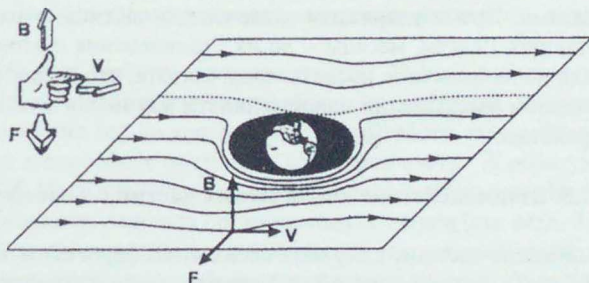


Рис. 7.3. Траектории жестких положительных частиц в экваториальной плоскости геомагнитного поля.

Заштрихована запретная область для частиц данной энергии

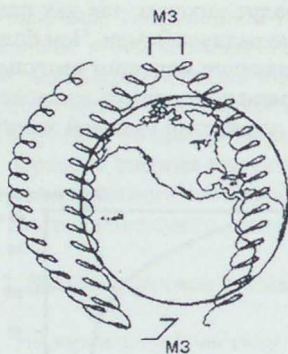


Рис. 7.4. Фрагмент траектории движения положительной частицы, захваченной геомагнитным полем:

МЗ – магнитное зеркало

тами и экспериментами установлено, что частица с низкой энергией, захваченная магнитным полем Земли (рис.7.4): 1) вращается по спиралевидной траектории вокруг силовой линии магнитного поля, 2) дрейфует вокруг земного шара (положительная частица – с востока на запад), 3) изменяет направление движения на противоположное в полярных областях, где напряженность магнитного поля возрастает. Последнее явление носит название «магнитное зеркало». За одну секунду частица может совершать до  $10^9$  оборотов вокруг силовой линии магнитного поля, до  $10^8$  осцилляций между магнитными зеркалами. Время удержания захваченной частицы в магнитном поле может составлять недели, месяцы – до их столкновения с атомами газов атмосферы или до их вылета за пределы зоны захвата, что может случиться при кратковременном уменьшении напряженности магнитного поля в околоземном пространстве.

### 7.3. Взаимодействие космических частиц с атмосферой

Космические частицы в верхних слоях атмосферы испытывают неупругие соударения с атомами воздуха. Толщина земной атмосферы в 15 раз больше длины пробега частиц, потому ниже 20 км в атмосфере нет первичных частиц, а есть лишь продукты их соударений с атомами воздуха. То есть земная атмосфера служит своеобразным экраном от первичных космических частиц. Изменение интенсивности (количества) образования пар ионов в атмосфере под действием космических частиц на различной глубине атмосферы показано на рис. 7,5. Максимальное количество пар ионов на высоте 20 км обусловлено резким увеличением вторичных частиц на границе предельного значения плотности атмосферы для первичных частиц.

Заряженные частицы, попавшие в область действия геомагнитного поля, могут иметь орбиту с радиусом кривизны, превышающим радиус Земли; и тогда они должны обогнуть Землю и умчаться в космическое пространство. Радиус кривизны может быть чуть меньше радиуса Земли, и тогда частица столкнется с Землей (см. рис. 7.1). Наконец, если импульс частицы столь мал, что радиус ее вращения в магнитном поле будет составлять единицы-десятки метров, то орбита ее вращения замкнется вокруг одной из силовых линий геомагнитного поля. В 30-50-е годы XX века траектории движения космических частиц различной магнитной жесткости были рассчитаны норвежским ученым К. Штермером (1874-1957) и шведским астрофизиком Х. Альфвенем (1908-1995). Расче-

Первичные и вторичные космические частицы в зависимости от их энергии могут участвовать в трех видах взаимодействия с атомами воздуха.

Первый вид: частицы с энергией более  $10^9$  эВ порождают при соударениях  $\mu$ -мезоны. Это короткоживущие ( $2,56 \times 10^{-8}$  с) кванты с положительным, отрицательным или нулевым зарядом, с массой в 273 массы электрона. Такой вид взаимодействия космических частиц с атомами воздуха называется *ядерно-каскадным размножением частиц*.

Второй вид: частицы с энергией от  $10^9$  до  $72 \times 10^6$  эВ выбивают при соударениях комптоновские электроны. Образовавшиеся при ядерно-каскадном процессе  $\mu$ -мезоны распадаются, порождая пары электрон – позитрон, или переходят в нейтральные  $\mu$ -мезоны. Это явление носит название *электронно-фотонный ливень*. Всего в околосземном пространстве образуется более двух десятков видов ядерных частиц: нейтроны, протоны, антипротоны и антинейтроны,  $\mu$ -мезоны,  $k$ -мезоны, нейтрино, антинейтрино и т. д. Более 90 % количества частиц в области электронно-фотонных ливней составляют электроны. Высота формирования электронно-фотонного ливня – порядка 10-15 км.

Третий вид: частицы с энергией ниже 72 МэВ ионизируют атомы кислорода и азота, выбивая из них протоны или электроны. Высота ионизации – от уровня высоких гор до уровня моря. В частности, под действием космических частиц в атмосфере постоянно из атомов азота  $^{14}\text{N}$  образуются изотопы углерода  $^{14}\text{C}$ . Изотопы углерода поглощаются растениями. На этом основан способ определения возраста органических остатков (см. разд. 3.2).

В целом взаимодействие космической частицы высокой энергии с атмосферой выглядит в виде образования ливня вторичных частиц, окружающего траекторию движения первичной частицы. Для достижения ливнем уровня моря энергия первичной частицы должна составлять более  $10^{14}$  эВ. Ширина атмосферных ливней при энергии частиц в  $10^{18}$ - $10^{19}$  эВ достигает нескольких сотен метров, число вторичных частиц, бомбардирующих поверхность Земли, достигает 3-10 млрд. Время жизни единичного ливня – тысячные доли секунды, так как скорость жестких частиц близка к скорости света. Пример ливня частиц, порожденного первичной частицей в пластинах латуни, приведен на рис. 7.6.



Рис. 7.5. Ионизация атмосферы первичными и вторичными космическими частицами в зависимости от глубины атмосферы

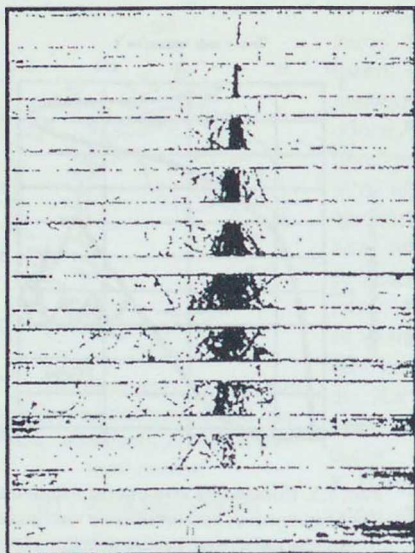


Рис. 7.6. Фотография развития ливня в ряде латунных пластин толщиной 1,25 см, расположенных в камере Вильсона

До 70 % вторичных космических частиц, достигших поверхности Земли, представлены  $\mu$ -мезонами. Это частицы с массой 206,8 массы электрона, положительно и отрицательно заряженные, имеющие время жизни  $2,2 \times 10^{-6}$  секунды. Они характеризуются чрезвычайно малым сечением ядерного взаимодействия —  $10^{-29}$  см<sup>2</sup>/нуклон, потому обладают большой проникающей способностью. Они проходят слой воды толщиной 5000 м, сотни метров горных пород, пластину свинца толщиной более одного метра (ядерные частицы, образующиеся при радиоактивном распаде, способны преодолеть лишь доли миллиметра свинцовой пластинки).  $\mu$ -мезоны распадаются по схеме:

*Положительный  $\mu$ -мезон = позитрон + нейтрино + антинейтрино;*

*Отрицательный  $\mu$ -мезон = электрон + нейтрино + антинейтрино.*

$\mu$ -мезонная компонента космических лучей создает в атмосфере на уровне моря жесткое ионизационное излучение порядка 1-3 мкр/ч, что не составляет опасности для здоровья живых организмов.

#### 7.4. Радиационные пояса Земли

Стабильные ядерные частицы, образовавшиеся в атмосфере при каскадных и электронно-фотонных процессах (а стабильными среди ядерных частиц являются протоны и электроны), формируют в околоземном пространстве два радиационных пояса (рис. 7.7). В поясах протоны образуют ток положительных заряженных частиц, направленный с востока на запад. Ток электронов направлен ему навстречу. Средняя энергия протонов во внутреннем радиационном поясе составляет около 100 МэВ, во внешнем — единицы МэВ. Энергия электронов в каждом из поясов на 3 порядка ниже. Плотность потока протонов и электронов в радиационных поясах поясним таким сравнением. Если за пределами радиационных поясов детектор зафиксирует 2 отсчета

в секунду, то во внешнем – более 10 тыс. отсчетов, во внутреннем – более 100 тыс. отсчетов в секунду. Потоки заряженных частиц в радиационных поясах обладают значительным ионизирующим воздействием на все попадающие в них атомы и частицы. Потому при исследованиях в космическом пространстве приходится выбирать орбиты спутников и пилотируемых кораблей вне зоны радиационных поясов. Большой вклад в изучение радиационных поясов в 40-60-х гг. XX века внесли советский ученый С. Вернов (1910-1982), американский ученый Дж. Ван-Аллен, в честь которого и были названы радиационные пояса.

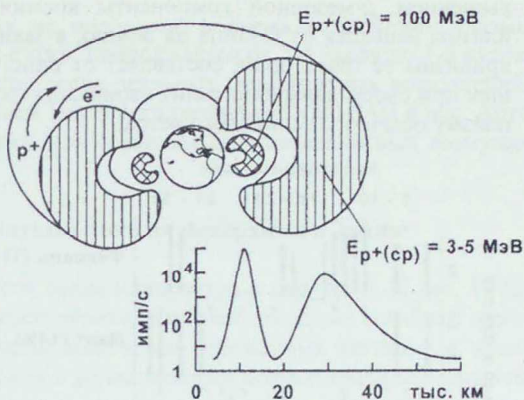


Рис. 7.7. Структура и состав радиационных поясов Земли

в 40-60-х гг. XX века внесли советский ученый С. Вернов (1910-1982), американский ученый Дж. Ван-Аллен, в честь которого и были названы радиационные пояса.

### 7.5. Влияние Солнца на электромагнитные поля Земли

Солнечной короной испускается непрерывный поток ионизированного газа, состоящего из протонов и электронов. Это плазма или солнечный ветер. Скорость плазмы порядка 300-500 км/с, плотность на внешней границе атмосферы – несколько частиц в  $\text{см}^3$ . Энергия частиц – первые единицы МэВ. Плазма движется по криволинейной траектории, так как Солнце обладает магнитным полем.

Магнитная индукция Солнца на удалении, равном удалению Земли, составляет около 10 нТл. На расстоянии 65 тыс. км от Земли в направлении на Солнце есть область отталкивания магнитных полей Земли и Солнца, т. е. область нулевого поля, так называемая магнитопауза. На ночной стороне Земли силовые линии магнитного поля Земли распространяются на 250 тыс. км и переходят в силовые линии поля Солнца и межгалактического поля. Магнитная сила Лоренца, действующая на протон, удаленный от Солнца на расстояние удаления Земли, в миллион раз превышает силу гравитационного притяжения протона Солнцем.

При вспышках на Солнце в космическое пространство выбрасывается дополнительная плазма, имеющая скорость до 1000-2000 м/с, несущая в себе кольцевые токи и аномальное магнитное поле. Энергия протонов при вспышках может достигать 10-100 МэВ, при сильных вспышках – до 10-20 ГэВ. Но даже самые жесткие частицы космических вспышек не могут преодолеть атмосферу и фиксируются на уровне моря незначительным по-

вышением  $\mu$ -мезонной компоненты космических лучей. Время прихода плазмы вспышек от Солнца на Землю, в зависимости от скорости плазмы и кривизны ее траектории, составляет от одного часа до суток. Плазма вспышек при своем движении гонит своим электромагнитным полем перед собой плазму обычного солнечного ветра.

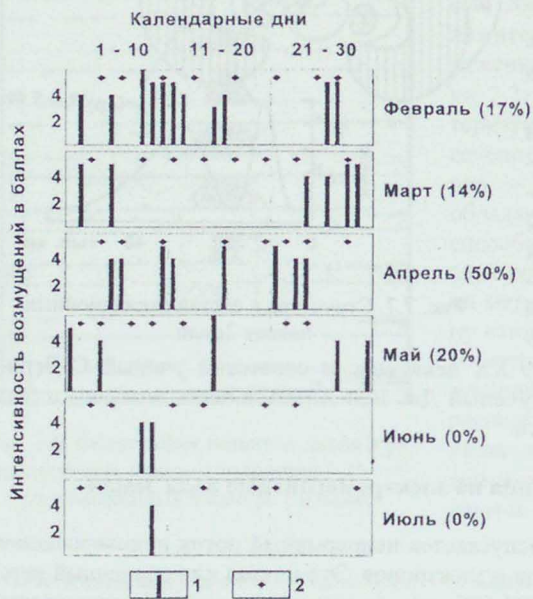


Рис. 7.8. Оценка совпадения дней магнитных вариаций с прогнозируемыми днями гелиомагнитных возмущений:

1 – возмущения магнитного поля (магнитные бури по данным обсерватории п. Арти) (баллы: 4 – 44-77 нТл, 5 – 77-132 нТл, 6 – 132-220 нТл); 2 – прогнозируемые дни гелиомагнитных возмущений (по материалам «Уральского рабочего» за 1997 г.; в скобках приведен % совпадений

При ударе плазмы вспышек в магнитосферу и атмосферу Земли, в ее радиационные пояса в них возникают электромагнитные возмущения – бури. В полярных областях атмосферы увеличивается ионизация, что ведет к нарушению прозрачности атмосферы для радиоволн, появляются полярные сияния.

Деформация плазмой вспышек силовых линий геомагнитного поля приводит к временному его ослаблению. При этом сила Лоренца, действующая на заряженные частицы, особенно во внешнем радиационном поясе, уменьшается, радиус их орбит увеличивается, и они покидают пределы пояса. Сильные вспышки на Солнце своим электромагнитным полем «выметают» из Солнечной системы определенную часть межгалактических космических частиц.

После вспышек интенсивность космических частиц всех энергий может уменьшаться от нескольких до 50 процентов. Это так называемые спады Форбуша. В годы активного Солнца интенсивность потока космических частиц ниже.

В последние годы средства массовой информации передают в начале каждого месяца перечень «неблагоприятных гелиомагнитных» дней (и даже выделяют часы в пределах суток). По известным научным данным этого сделать невозможно, так как появление вспышек на Солнце носит вероятност-

ный характер, т. е. прогнозу не поддается, а время воздействия плазмы всплеск наступает через час-сутки, продолжается от 2-4 часов до 1-3 суток. На рис. 7.8 приводится сопоставление реальных геомагнитных возмущений, зафиксированных обсерваторией Института геофизики УрО РАН в пос. Арти Свердловской области, с днями прогнозируемых гелиомагнитных возмущений.

## 7.6. Электромагнитные поля на поверхности Земли

Изменение интенсивности солнечного ветра с периодом 11 лет, 1 год, 1 лунный месяц, 1 сутки и нерегулярные короткопериодные всплески изменяют в околоземном пространстве количество заряженных частиц, т. е. изменяют плотность кольцевых токов в радиационных поясах Земли. По законам электромагнитной индукции это вызывает изменение напряженности магнитных полей, существующих вокруг кольцевых токов. В свою очередь периодические и нерегулярные изменения магнитных полей индуцируют в Земле электрические токи. Их называют теллурическими. Зоны земных недр, захватываемые теллурическими токами даже при короткопериодных возмущениях, достигают десятков и сотен километров. Средняя плотность теллурических токов составляет  $2 \times 10^{-2} \text{ А/м}^2$ , напряженность – 1-10 мВ/км. При магнитных бурях напряженность может возрасти до 10000 мВ/км. Преимущественное направление теллурических токов – субмеридиональное, так как магнитные вариации имеют преимущественное субширотное направление.

Измеряя на поверхности Земли напряженность электрического и магнитного полей теллурических токов, можно получить сведения о направлении и силе токов в Земле, исследовать электрическую проводимость пород, выделить слои и блоки, отличающиеся по электросопротивлению. На этом базируется один из методов региональной разведочной геофизики – электроразведка методом теллурических токов.



## Глава 8. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Тепловое поле, как и другие геофизические поля, содержит в себе информацию о внутреннем строении, вещественном составе и эволюции планеты. Важность изучения теплового поля обусловлена, во-первых, тем, что температура, наряду с давлением, оказывает определяющее влияние как на состояние вещества в глубинах Земли, так и на его физические свойства. Без знания о распределении температуры и давления внутри Земли невозможно правильно истолковать результаты измерения различных геофизических полей. Во-вторых, количество энергии, выделяющей в год в виде потока тепла через поверхность Земли, оценивается в  $1,25 \cdot 10^{21}$  Дж, что в 10-100 раз превышает суммарную энергию, освобождающуюся в процессах сейсмической и вулканической деятельности планеты.

Обоснованные проблемы, которые решает геотермика – наука о тепловом поле Земли, заключается: в установлении источников тепла и механизмов его переноса при высоких давлениях, в определении величины теплового потока в пределах различных типов земной коры и ее крупных структурно-тектонических элементов (платформы, щиты, рифты и др.), в оценке температуры на различных глубинах, в изучении термической истории планеты.

### 8.1. Количественная характеристика теплового поля

Тепловое поле Земли формируется внешним и внутренним источниками. Внешним источником является Солнце, тепло которого проникает только в самый верхний слой Земли. Суточные колебания температуры в почве распространяются на глубину 0,9-1,2 м, годовые – на глубину до 18-21 м. На глубине около одного километра отмечается низкая, «реликтовая» температура как свидетельство существовавшего на Земле 10000 лет тому назад глобального оледенения. На больших глубинах температура пород обусловлена уже внутренними источниками тепла и с течением времени меняется очень медленно из-за малой теплопроводности земного вещества (табл. 8.1) и небольшой скорости его разогрева. Предполагается, что температура горных пород в поверхностном слое Земли во все геологические эпохи, за исключением катархей, оставаясь относительно постоянной, менялась не более чем на 100 °С.

В настоящее время температура пород, выходящих на дневную поверхность, около 0 °С независимо от климатических зон. Извержения вулканов и непосредственные измерения температуры в глубоких скважинах и шахтах свидетельствуют о том, что температура в недрах Земли существенно выше, чем на её поверхности, и что с глубиной она закономерно увеличивается.

Удельная теплопроводность горных пород при нормальных температуре и давлении (по С. Кларку и Д. Параснису)

Горная порода	Удельная теплопроводность, Вт/(м·°С)
Гранит	1,9-3,2
Гранодиорит	2,6-3,5
Гнейс	
параллельно сланцеватости	2,5-3,7
перпендикулярно сланцеватости	1,9-3,2
Базальт	1,5-2,2
Диабаз	2,1-2,3
Габбро	2,0-2,3
Серпентинит	2,0-3,8
Дунит	3,7-5,2
Песчаник	2,5-3,2
Глинистые сланцы	1,3-1,8
Известняк	2,0-3,0
Каменная соль	5,3-7,2
Магнетит (поликристаллический)	5,3
Вода (при 25 °С)	0,59
Лед (при 0°С)	2,2

Для количественной характеристики теплового поля используют такие показатели, как геотермический градиент, геотермическая ступень и плотность теплового потока.

**Геотермический градиент**  $\frac{dT}{dR}$  определяет скорость, с которой температура изменяется с глубиной. Для земной коры на глубинах, доступных непосредственному измерению температуры, средняя величина геотермического градиента составляет около 3 °С на 100 м глубины. Его величина, изменяясь от 1 до 5 °С на 100 м, зависит от рельефа дневной поверхности, теплопроводности горных пород, циркуляции подземных вод и некоторых других, прежде всего геологических причин. Аномально высокие градиенты отмечаются в зонах тектоно-магматической активизации. Примерами таких зон могут служить Курильская вулканическая гряда, области современной складчатости: Кавказ, Памир, Тянь-Шань и другие. Относительно низкие градиенты характерны для платформенных областей, кратонов, щитов.

**Геотермическая ступень** определяет мощность слоя пород, в пределах которого температура изменяется от кровли к подошве на 1 °С. Средняя величина геотермической ступени колеблется в интервале 30-40 м. Она повышается в районах, сложенных кристаллическими породами, и понижается в районах развития осадочных пород.

**Плотность теплового потока (q).** Тепло, поступая из недр Земли, рассеивается в атмосфере. Количественно поток тепла характеризуют плотностью, которая определяется как произведение геотермического градиента на коэффициент теплопроводности горных пород  $\lambda$ , т. е.

$$q = \lambda \frac{dT}{dR}. \quad (8.1)$$

Первые высокоточные измерения плотности теплового потока на суше были выполнены Е. Буллардом и А. Бенфилдом в 1939 г., а на море – Е. Буллардом в 1956 г. С середины 70-х годов началось широкомасштабное изучение теплового потока на океанских акваториях по Международной советско-американской программе «Мохо». В эти же годы в Советском Союзе приступили к реализации уникального проекта бурения сверхглубоких скважин для изучения строения и свойств континентальной коры, а в США для изучения океанической коры с помощью бурового судна «Гломар Челленджер». К концу 80-х годов количество измерений теплового потока достигло почти 10 тысяч. Анализ их результатов показал, что плотность теплового потока различна в пределах различных структурно-тектонических элементов земной коры: на докембрийских щитах она невелика и составляет  $0,04 \text{ Вт/м}^2$ , на платформах –  $0,05-0,06 \text{ Вт/м}^2$ , в тектонически активных зонах повышается до  $0,07-0,10 \text{ Вт/м}^2$ . В среднем же плотность теплового потока и на материках, и в океанах оказалась одинаковой и равной приблизительно  $0,06 \text{ Вт/м}^2$ .

Первоначально этот вывод о равенстве; плотностей тепловых потоков вызвал у исследователей недоумение. Они полагали, что плотность теплового потока в океанах должна быть существенно меньше, чем на континентах. Почему? Потому что на протяжении почти всего XX века считалось, что единственным источником теплового поля Земли является распад радиоактивных изотопов, которые концентрируются в основном в гранитном слое коры. Этот слой полностью отсутствует в океанической коре, а в базальтовом слое и в мантии содержание радиоактивных изотопов в сотни тысяч раз меньше, чем в гранитном слое.

Причина равенства плотностей тепловых потоков до конца не выяснена. В 90-е годы сформировалось ещё одно представление о соотношении плотностей тепловых потоков для континентальной и океанической кор. Г. Девис и Д. Слейтер, проанализировав результаты измерений, пришли к выводу, что плотность теплового потока в океанах на 70-80 % выше, чем на континентах. Это различие они объяснили тем, что ранее не учитывался такой источник тепла, как процесс циркуляции гидротермальных растворов в пределах срединно-океанических хребтов.

Характерной особенностью теплового потока является его тесная связь с возрастом коры и океанической, и континентальной. В океанах наибольший тепловой поток отмечается в пределах гребней срединно-океанических хребтов, где происходит внедрение магмы и формируется новая кора. С удалением от хребтов увеличивается возраст пород, слагающих океаническое дно и, соответственно, уменьшается тепловой поток, достигая минимальных значений, равных  $0,04 \text{ Вт/м}^2$ , в глубоководных желобах (рис. 8.1). Б. Парсон и Д. Слейтер оценивают начальную температуру остывающего слоя океанической коры в  $1350 \text{ }^\circ\text{C}$ , а его мощность – в 125 км. Остывающий слой новой



Рис. 8.1. Распределение теплового потока в океане (по П. Шарма)

океанической коры на 85 % формирует тепловой поток в океанах; около 15 % тепла поступает в океаническую литосферу из мантии и только малая доля тепла образуется за счет распада в литосфере радиоактивных изотопов.

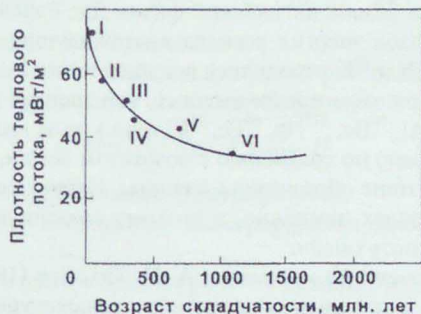


Рис. 8.2. Зависимость теплового потока от возраста складчатости (по Б. Г. Поляку):

- I – кайнозойские миогеосинклинали; II – мезозойская складчатость;
- III – герцинская складчатость; IV – каледонская складчатость;
- V – докембрийские платформы; VI – докембрийские щиты

На континентах наиболее высокий тепловой поток интенсивностью до 0,09 Вт/м<sup>2</sup> зарегистрирован в районах развития пород кайнозойского возраста, а наиболее низкий, как уже отмечалось, на докембрийских щитах (рис. 8.2).

## 8.2. Источники теплового поля

Энергетическими источниками теплового поля и тектонических процессов следует считать те, которые уменьшают потенциальную энергию Земли и планетной системы Земля – Луна. Потенциальная энергия небесных тел переходит в тепло и кинетическую энергию таких процессов, как конвекция в мантии и ядре, движение литосферных плит, орогенез и другие, а так же путем излучения через дневную поверхность и рассеивание в окружающем Землю космическом пространстве.

Уменьшение потенциальной энергии планеты происходит вследствие радиоактивного распада долгоживущих и короткоживущих изотопов; гравитационной аккреции вещества на ранних этапах формирования Земли и гравитационной дифференциации земного вещества, в результате которой образовались ядро, мантия и кора; приливного трения при взаимодействии Земли и Луны; фазовых переходов первого рода - испарения, плавления, конденсации, кристаллизации и полиморфных превращений вещества на больших глубинах; магнито-гидродинамических процессов в ядре; сейсмичности, вулканизма и некоторых других.

Главная роль в формировании теплового поля принадлежит радиоактивному распаду изотопов, гравитационной аккреции, включая дифференциацию вещества, и приливному трению. Вклад остальных источников существенно меньше по сравнению с этими тремя основными.

Первым оценил значение радиоактивности, как основного источника эндогенного тепла Земли, английский физик Дж. Рэлей в 1906 г. С тех пор и до начала 90-х годов энергии распада долгоживущих изотопов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  (актиноуран),  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$  отводилось ведущее место в моделях теплового баланса планеты. При этом предполагалось, что энергия распада короткоживущих изотопов ( $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{237}\text{Np}$ ,  $^{60}\text{Fe}$ ,  $^{36}\text{Cl}$  и др.) из-за малого их периода полураспада, ( $10^6$ - $10^8$  лет) по сравнению с возрастом Земли, имела значение только на начальном этапе образования планеты. Сейчас содержание этих изотопов в горных породах ничтожно, и поэтому связанную с ними радиоактивность называют «потухшей».

В 1937 г. советский математик А. Н. Тихонов (1906-1993) впервые дал точное решение задачи о распределении температуры для гипотетической модели однородного распределения источников радиогенного тепла в сферическом слое у поверхности Земли.

Рассмотрим решение этой задачи. Пусть слой, в котором находятся источники тепла, имеет мощность  $H$ ; положим, что  $H \ll R_3$ , где  $R_3$  – радиус Земли. Допустим, что объемная плотность тепловых источников постоянна и равна  $A$ , тепловое поле стационарно, температура на поверхности Земли постоянна, так же постоянным является и коэффициент теплопроводности  $\lambda$  вещества сферического слоя.

Уравнение теплопроводности, отвечающее стационарному распределению температуры в слое и за его пределами, имеет следующий вид:

$$\begin{cases} \Delta T = -\frac{A}{\lambda} & (\text{внутри слоя}) \\ \Delta T = 0 & (\text{вне слоя}) \end{cases} \quad (8.2)$$

где  $\Delta T$  – оператор Лапласа.

Для решения задачи воспользуемся сферической системой координат  $(R, \theta, \varphi)$ , начало которой поместим в центре Земли. Благодаря симметрии в распределении источников тепла, температура  $T$  будет зависеть лишь от координаты  $R$ , т. е. от расстояния от начала координат до точки, в которой она определяется. В этом случае уравнения (8.2) приобретут следующий вид:

$$\begin{cases} \frac{1}{R^2} \cdot \frac{\partial}{\partial R} \left( R^2 \frac{\partial T}{\partial R} \right) = -\frac{A}{\lambda}, & (R_3 \geq R \geq R_3 - H); \\ \frac{1}{R^2} \cdot \frac{\partial}{\partial R} \left( R^2 \frac{\partial T}{\partial R} \right) = 0, & (R \leq R_3 - H). \end{cases} \quad (8.3)$$

Решая первое уравнение (8.3), получим, что распределение температуры в слое (обозначим её через  $T_1$ ) будет описываться следующим выражением:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial R} \left( R^2 \frac{\partial T_1}{\partial R} \right) &= -\frac{A}{\lambda} R^2; & R^2 \frac{\partial T_1}{\partial R} &= -\frac{A}{3\lambda} R^3 + C_1; \\ \frac{\partial T_1}{\partial R} &= -\frac{A}{3\lambda} R + \frac{C_1}{R^2}; & T_1 &= -\frac{A}{6\lambda} R^2 - \frac{C_1}{R^2} + C_2, \end{aligned}$$

где  $C_1$  и  $C_2$  – постоянные интегрирования.

Из второго уравнения (8.3) следует, что распределение температуры (обозначим её через  $T_2$ ) вне слоя описывается формулой

$$T_2 = \frac{C_3}{R} + C_4, \quad R \leq R_3 - H,$$

где  $C_3$  и  $C_4$  являются постоянными интегрирования.

Для определения постоянных интегрирования воспользуемся следующими условиями:

- 1) температура в центре Земли при  $R = 0$  должна быть конечной;
- 2) температура и её первый градиент должны быть непрерывными при переходе через подошву сферического слоя, т. е.

$$\begin{aligned} T_1 \Big|_{R=R_3-H} &= T_2 \Big|_{R=R_3-H}; \\ \frac{\partial T_1}{\partial R} \Big|_{R=R_3-H} &= \frac{\partial T_2}{\partial R} \Big|_{R=R_3-H}; \end{aligned}$$

- 3) температура на поверхности Земли при  $R = R_3$  принимается постоянной

$$T_1 \Big|_{R=R_3} = T_0 = \text{const.}$$

Чтобы температура в центре Земли была конечной, необходимо положить  $C_3 = 0$ .

Второе и третье условия позволяют составить следующую систему уравнения, решая которую, можно определить остальные постоянные интегрирования:

$$\left. \begin{aligned} -\frac{A}{6\lambda}(R_3-H)^2 - \frac{C_1}{R_3-H} + C_2 &= C_4, \\ -\frac{A}{3\lambda}(R_3-H)^2 + \frac{C_1}{(R_3-H)^2} &= 0, \\ -\frac{A}{6\lambda}R_3^2 - \frac{C_1}{R_3} + C_2 &= T_0. \end{aligned} \right\} \quad (8.4)$$

Решая систему (8.4) относительно постоянных интегрирования, получим

$$\begin{aligned} C_1 &= \frac{A}{3\lambda}(R_3-H)^3; \\ C_2 &= T_0 + \frac{A}{3\lambda} \left[ \frac{R_3^2}{2} + \frac{(R_3-H)^3}{R_3} \right]; \\ C_4 &= T_0 - \frac{A}{6\lambda} \left[ \frac{(R_3-H)^2(R_3+2H) - R_3^3}{R_3} \right]. \end{aligned}$$

Теперь можно записать в окончательном виде формулы, которыми описываются изменения температуры в слое и за его пределами:

$$\begin{aligned} T_1 &= T_0 + \frac{A}{3\lambda} \left[ \frac{1}{2}(R_3^2 - R^2) - (R_3-H)^3 \frac{R_3-R}{R_3R} \right]; \\ T_2 &= T_0 - \frac{A}{6\lambda} \frac{(R_3-H)^2(R_3+2H) - R_3^3}{R_3}. \end{aligned} \quad (8.5)$$

Пользуясь формулой (8.5), определим геотермический градиент в слое:

$$G = -\frac{dT_1}{dR} = \frac{A}{3\lambda} R - \frac{A}{3\lambda} \frac{(R_3-H)^3}{R^2}. \quad (8.6)$$

При  $R = R_3$ , т. е. вблизи поверхности Земли,

$$G = \frac{A}{3\lambda} \left[ R_3 - \frac{(R_3-H)^3}{R_3^2} \right].$$

Поскольку по условию задачи  $R_3 \gg H$ , то пренебрежем в формуле сла-гасмыми, содержащими  $H$  во второй и третьей степенях. Тогда

$$G = \frac{A}{3\lambda} \left( R_3 - \frac{(R_3^3 - R_3^2 H)}{R_3^2} \right) = \frac{A}{3\lambda} (R_3 - R_3 + 3H) = \frac{A}{\lambda} H. \quad (8.7)$$

Формулу (8.7) можно использовать для определения мощности того слоя, в котором распределены источники радиогенного тепла. Пусть  $G = 3 \cdot 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$ ;  $A = 5,4 \cdot 10^{-6} \text{ Дж}/\text{м}^3 \text{ с}$ ;  $\lambda = 2,0 \text{ Дж}/\text{м с } ^\circ\text{C}$ , тогда  $H$  будет приблизительно равняться 11 км. Из чего следует, что радиогенные источники тепла действительно находятся в пределах земной коры.

Рассмотренная модель источника теплового поля является упрощенной. Поэтому полученное для неё решение задачи о законе изменения температуры следует считать оценочным, вариативным, подлежащим уточнению путем построения более совершенных моделей.

Открытие радиоактивности имело большое значение для изучения энергетики Земли. Гипотеза о радиогенных источниках тепла дала удовлетворительное объяснение предположению о том, что расплавленное состояние земных недр обусловлено отнюдь не их первоначально огненно-жидким состоянием, а разогревом до расплавления в результате распада радиоактивных изотопов. Авторитет радиогенной гипотезы в течение многих десятилетий был так велик, что практически не давал возможности для полноценного развития представлений о других источниках эндогенной энергии планеты. Однако противоречия и трудности, с которыми столкнулись исследователи, опирающиеся на эту гипотезу, лишили её монопольного положения, и радиогенные источники перестали рассматриваться как единственно возможные. Расчеты, в частности, показали, что за всю историю существования Земли в её недрах выделилось в 4,0–4,5 раза больше тепла, чем это мог дать радиоактивный распад изотопов.

Существенной трудностью, так и не преодоленной в рамках радиогенной гипотезы, явилось отсутствие удовлетворительного объяснения закономерностей распределения радиоактивных элементов в мантии и в ядре, т. е. на глубинах, недоступных для непосредственного изучения вещества этих геосфер. Хорошо известно, что долгоживущие радиоактивные изотопы являются литофильными, что они замещают атомы в кристаллических решетках силикатов с наименее плотными упаковками атомов. Наибольшее количество силикатов с высоким содержанием в них кремнезема, глинозема и щелочей находится в породах континентальной коры, значительно меньше – в бедных алюминием, но обогащенных магнием ультраосновных породах мантии, и предположительно их совсем нет в ядре.

Такое своеобразное пространственное положение «рыхлых» силикатов и литофильность радиоактивных изотопов способствует активной миграции последних при дифференциации вещества в континентальную кору и концентрации их в породах гранитного состава. Поэтому содержание радиоактивных элементов в мантийном веществе должно быть существенно меньше, чем в коровом, а в ядре они должны полностью отсутствовать. Радиогенное тепло, выделяющееся в коре, быстро рассеивается через поверхность Земли в атмосфере и мало способствует разогреву её глубоких горизонтов.

Чтобы оценить тепловой поток из мантии, надо знать концентрацию в её веществе радиоактивных изотопов. Задача эта, как уже отмечалось, до сих



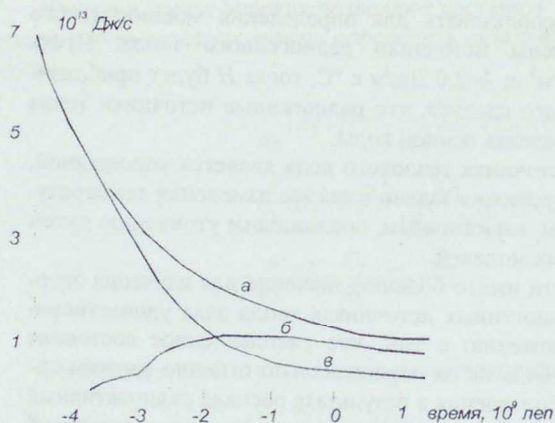


Рис. 8.3. Скорость выделения радиогенного тепла:

*a* - в Земле в целом; *б* - в континентальной коре;  
*в* - в мантии (по О. Сорохтину и С. Ушакову)

т. д. По современным оценкам радиогенное тепло мантии составляет около 8 % общих теплопотерь Земли ( $0,35 \cdot 10^{13}$  Дж/с и  $4,3 \cdot 10^{13}$  Дж/с соответственно). Конечно, в прошлом это соотношение было иным. Уменьшение доли радиогенного тепла мантии в общем балансе теплопотерь Земли обусловлено уменьшением в ней содержания радиоактивных элементов благодаря их распаду и миграции в земную кору (рис. 8.3).

В настоящее время рядом исследователей рассматриваются в качестве главного источника эндогенной энергии Земли процессы аккреции и гравитационной дифференциации земного вещества. По их представлениям, Земля образовалась из протопланетного газопылевого облака в результате аккреции — гравитационного захвата вещества и формирования из него планеты. Этот процесс продолжался около  $10^8$  лет, завершился  $4,6 \cdot 10^9$  лет тому назад образованием первично однородной по составу Земли и сопровождался выделением энергии, величина которой может быть оценена по следующей формуле:

$$E_a = 4\pi k \int_0^R r \cdot m(r) \cdot \rho(r) dr, \quad (8.8)$$

где  $k$  — гравитационная постоянная;  $R$  — средний радиус Земли;  $m(r)$  — масса земного вещества, заключенного внутри сферы радиуса  $r$ ;  $\rho(r)$  — функция, описывающая изменение плотности земного вещества по глубине. Исходя из существующих представлений о законе  $\rho(r)$  величина энергии аккреции оценивается в  $23,61 \cdot 10^{31}$  Дж.

пор не имеет удовлетворительного решения. Величина концентрации оценивается исходя из различных гипотетических представлений о составе мантийного вещества. Одни исследователи считают, что оно близко к силикатной фазе хондритовых метеоритов; другие отождествляют его с углеродистыми хондритами; третьи полагают, что оно имеет состав ксенолитов мантийных пород из кимберлитовых трубок или продуктов извержения вулканов островных дуг и

Собственно геологическая история развития Земли началась предположительно  $4,0 \cdot 10^9$  лет тому назад. Считается, что с этого времени в Земле стал развиваться процесс разделения – дифференциации ее вещества по плотности, приведший к образованию ядра, мантии и коры. Он сопровождался выделением гравитационной энергии, которая оценивается как разность потенциальных энергий Земли возраста  $4,0 \cdot 10^9$  лет и современной и равна  $1,46 \cdot 10^{31}$  Дж. На рис. 8.4 приведены графики зависимости от времени количества выделившейся энергии гравитационной дифференциации и скорости её выделения.

Наиболее интенсивно выделение гравитационной энергии происходило в раннем и позднем архее и особенно  $2,6 \cdot 10^9$  лет тому назад, когда в истории Земли произошло выдающееся событие – образовалось ядро. С этого времени скорость генерации энергии резко упала. Это говорит о том, что процесс формирования внутреннего устройства планеты в основном завершился. В ней произошло расслоение вещества на основные геосферы, и она достигла в этом отношении какого-то равновесного состояния, в котором пребывает до настоящего времени и характеризуется продолжающимся плавным уменьшением скорости выделения гравитационной энергии.

Гравитационное взаимодействие Земли и Луны является третьим источником эндогенной энергии Земли. Притяжение планет приводит к их деформированию, которое проявляется в появлении приливных горбов, обтекающих вслед за Луной Землю. Энергия этого деформирования, или, как её ещё называют, приливная энергия, через внутреннее трение вещества в приливных горбах переходит в тепло. Расчеты показывают, что в настоящее время величина приливной энергии составляет около  $1,74 \cdot 10^{29}$  Дж. Это чуть более 1 % от всей тепловой энергии, генерируемой в недрах Земли. Большая часть приливного тепла (83 %) рассеивается в мелководных морях за счет трения приливных течений о дно; меньшая часть – в глубоководных океанах (4 %) и в мантии (13 %). Из приведенных оценок следует, что роль лунных приливов

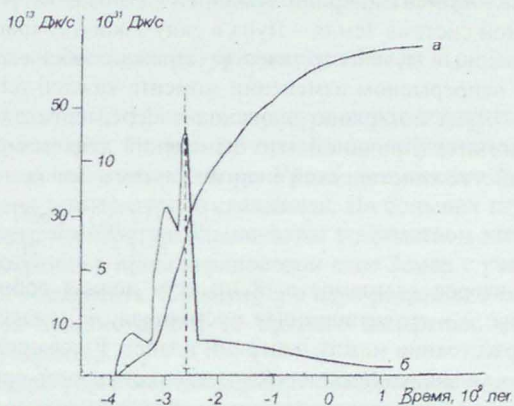


Рис. 8.4. Количество тепла, выделившегося с течением времени при гравитационной дифференциации вещества (а); скорость выделения этого тепла (б)

Пунктирной линией отмечен момент образования ядра (по О. Сорохтину и С. Ушакову)

в энергетическом балансе Земли невелика. Ещё менее существенно значение солнечных приливов, энергия которых в пять раз меньше лунных.

Но на начальных этапах формирования Земли доля тепла, выделявшегося в результате приливного трения, была значительной. Основанием для подобного заключения служат следующие соображения.

Приливная энергия составляет часть кинетической энергии Земли и может быть определена по формуле

$$E_3 = \frac{1}{2} I \Omega^2, \quad (8.9)$$

где  $I$  – момент инерции Земли;  $\Omega$  – угловая скорость её вращения. В планетарной системе Земля – Луна в силу закона сохранения количества движения суммарный момент количества движения обеих планет остается постоянным при непрерывном изменении момента каждой планеты (т. е. в системе Земля – Луна постоянно происходит перераспределение моментов количества движения). Причиной этих изменений является рассеяние во внешнем пространстве кинетической энергии системы Земля – Луна:

$$E_{3,л} = \frac{1}{2} I \Omega^2 - k \frac{mM}{2l}, \quad (8.10)$$

где второе слагаемое в (8.10) есть полная орбитальная энергия движения Луны;  $k$  – гравитационная постоянная;  $m$  – масса Луны;  $M$  – масса Земли;  $l$  – расстояние между центрами планет. Рассеяние приливной энергии приводит к уменьшению  $\Omega$  и  $\omega$  ( $\omega$  – угловая скорость орбитального движения Луны вокруг Земли) и, следовательно, согласно третьему закону Кеплера, к увеличению расстояния между планетами. Когда Луна образовалась 4,6·10<sup>9</sup> лет тому назад, то она находилась на расстоянии 25,5 тыс. км от Земли. В то время энергия вращения Земли была равна 4,05·10<sup>31</sup> Дж, а орбитальная энергия Луны – (-5,75·10<sup>29</sup>) Дж. В настоящее время энергия вращения Земли оценивается в 0,212·10<sup>31</sup> Дж, а орбитальная энергия Луны – в (-0,38·10<sup>30</sup>) Дж. Таким образом, за 4,6·10<sup>9</sup> лет энергия вращения Земли уменьшилась на 3,84·10<sup>30</sup> Дж, энергия орбитального движения Луны выросла на 0,54·10<sup>30</sup> Дж, а в веществе Земли рассеялось и превратилось в тепло 3,28·10<sup>30</sup> Дж приливной энергии, что составляет пятую часть полной энергии гравитационной дифференциации. Поэтому не исключено, что на заре истории развития Земли приливная энергия была основным двигателем тектонических процессов.

По оценкам специалистов, скорость выделения энергии приливов в веществе молодой Земли в 13 тыс. раз превышала скорость генерации тепла в современной Земле, а высота приливных волн в океанах достигала одного километра. За первые 600 млн лет в тепло перешло около 2,1·10<sup>30</sup> Дж приливной энергии. Поскольку Земля в то время ещё не была расслоена на геосферы, то все это тепло распределялось по всему объёму планеты, нагревая её вещество.

Второе мощное импульсное выделение приливной энергии произошло четыре миллиарда лет тому назад после образования первичной астеносферы. На этот раз тепло рассеялось в основном в астеносферном слое и поэтому оказало большое влияние на характер геологических процессов непосредственно в коре. После этого скорость выделения приливной энергии резко уменьшилась. Так, в архее, протерозое и фанерозое выделилось не более 6 % приливной энергии, большая часть которой рассеялась в гидросфере.

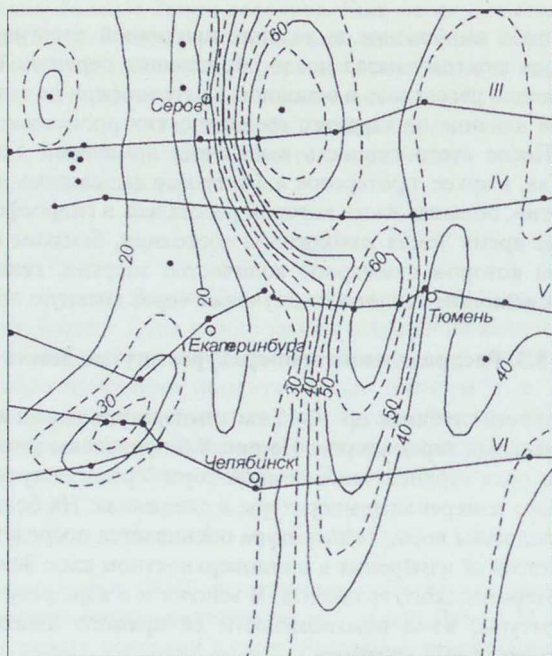
В настоящее время Земля находится в состоянии, близком к тепловому равновесию, при котором суммарное количество энергии, генерируемой в недрах, близко к величине теплового излучения через дневную поверхность.

### 8.3. Распределение температуры внутри Земли

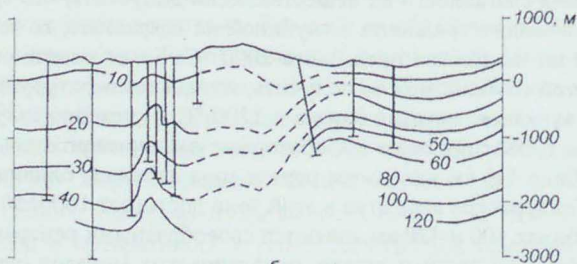
В земной коре на глубинах до 10-12 км температура пород измеряется с помощью специальных термометров. На рис. 8.5 приведены результаты изучения теплового поля верхней части земной коры Урала, полученные путем непосредственного измерения температуры в скважинах. На больших глубинах, вплоть до подошвы коры, температура оценивается посредством экстраполяции результатов её измерения в приповерхностном слое Земли с учетом постоянства геотермического градиента. В мантии и в ядре результаты определения температуры, из-за невозможности её прямого измерения, носят оценочный, вероятностный характер.

За верхний предел температуры в мантии и в ядре принимается температура плавления слагающего их вещества. Если допустить, что среднее значение геотермического градиента с глубиной не возрастает, то температура на глубине 100 км не должна превышать 2000 °С. Более надежное представление о  $T$  на этой глубине можно получить, изучая температуру лав из первичных очагов вулканов, которая близка к 1200 °С. Примерно такую же оценку температуры плавления дают лабораторные экспериментальные исследования. На глубине 420 км находится первая зона перехода оливина в шпинелевую фазу. Температура вещества в этой зоне достигает  $1600 \pm 50$  °С. Температуры на глубинах 100 и 420 км являются своеобразными реперами, используя которые, можно по данным других геофизических методов определять температуру плавления на больших глубинах в мантии, на границе мантия – ядро и в ядре (рис. 8.6).

Считается, что температура на границе мантия – ядро не выходит за пределы интервала 4000–5000 °С. Ядро Земли находится в расплавленном состоянии. В зависимости от химического состава, надежных данных о котором пока нет, температура плавления вещества ядра может быть существенно различной. Если оно состоит из железа, то при давлении  $10^5$  МПа (давление на границе мантия – ядро), температура плавления должна быть около 4500 °С. При наличии в ядерном веществе кроме железа легких элементов, температура его плавления должна быть ниже.



а



б

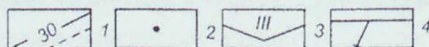


Рис. 8.5. Схема изотерм Среднего и Южного Урала на глубине – 1000 м (а) и геотермический профиль по линии IV-IV (б) (по Ю. Ежову):

- 1 – изотермы в °С; 2 – точки измерения температуры;  
3 – линии профилей; 4 – положение скважин

Нижняя граница температуры и в мантии, и в ядре не может быть выше адиабатической температуры. Эта температура характеризует адиабатический процесс, при котором тело (в данном случае мантия и ядро) не получает тепло извне и не отдает её. Если градиент температуры в среде ниже адиабатического градиента, то перенос тепла в ней осуществляется за счет молекулярного механизма теплопроводности. При обратном соотношении между градиентами в среде возникает конвекция, т. е. гидродинамическое перемешивание вещества. Перенос тепла путем конвекции является более мощным по сравнению с молекулярным. Таким образом, области с адиабатическими значениями температур разграничивают среду по механизмам переноса тепла.

В литосфере тепло распространяется путем теплопроводности. Малые значения температуры в этой части Земли и высокая жесткость слагающих её горных пород исключают здесь теплоперенос путем излучения или конвекции. Иной является ситуация в мантии, где, вероятно, теплопроводность не может служить механизмом переноса тепла. Если допустить, что мантийное вещество имеет ту же теплопроводность, что и породы литосферы, то для того, чтобы произошел перенос тепла путем теплопроводности через приповерхностный слой Земли мощностью 100 км, потребовалось бы около  $5 \cdot 10^9$  лет, что сопоставимо с возрастом планеты. Хотя температура в мантии превышает 1000 °С, теплоперенос в ней посредством излучения также маловероятен из-за плохой прозрачности слагающих её минералов. Более того, прозрачность минералов с увеличением глубины, на которой они находятся, уменьшается.

В жидкостях и газах эффективным механизмом переноса тепла служит конвекция. Вещество мантии в условиях высокой температуры и механических нагрузок, действующих в течение длительных промежутков времени, ведет себя как вязкая жидкость. Изучение послеледниковых поднятий суши дают основания оценить вязкость вещества верхней мантии приблизительно

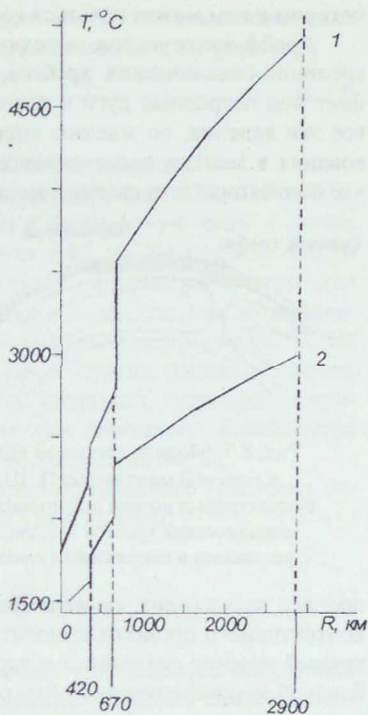


Рис. 8.6. Распределение температуры в мантийном веществе:

- 1 – график изменения температуры плавления; 2 – график изменения адиабатической температуры; R – глубина; 420 км, 670 км – глубина до границ фазовых переходов; 2900 км – глубина до границы мантия – ядро (по В. Жаркову)

в  $10^{19}$ - $10^{20}$  пуаз. Вещество с такой вязкостью удовлетворяет условию, при котором в нем может начаться конвективный процесс.

Дрейф континентов, спрединг, или раздвижение дна океанов в пределах срединно-океанических хребтов, субдукция, или погружение литосферных плит под островные дуги и тектонически активные окраины континентов, — все эти явления, по мнению специалистов, служат доказательством существования в мантии конвективных движений и основанием для утверждения, что конвекция — это главный механизм переноса тепла в ней (рис. 8.7).



Рис. 8.7. Модель тепловой конвекции в верхней мантии (по П. Шарма). Конвективные потоки поднимаются вблизи океанических хребтов и отдают тепло, растекаясь в направлении континентов

процесс происходит, по-видимому, и в ядре, в котором тепло в результате конвективного процесса выносится к границе мантия — ядро. Слабый конвективный процесс сохранится в ядре и после установления в нем температуры, близкой к адиабатической. Его роль заключается в том, чтобы обеспечивать в ядре генерацию магнитного поля.

Для определения величины адиабатического градиента используют следующее термодинамическое соотношение:

$$\left(\frac{dT}{dR}\right)_{ag.} = -g\alpha\frac{T}{C_p}, \quad (8.11)$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\alpha$  — коэффициент объёмного расширения;  $C_p$  — удельная теплоемкость.

Чтобы рассчитать температуру на различных глубинах, необходимо знать не только величину адиабатического градиента, но и температуру в нескольких точках. Значение температуры на дневной поверхности использовать для расчетов нельзя, поскольку холодная литосфера представляет слой, в котором распределение температуры не подчиняется адиабатическому закону. За исходную температуру при расчетах принимают температуру базальтовых магм в магматических очагах на глубинах около 100 км, равную приблизительно  $1500^\circ\text{C}$ .

Формулу (8.11) используют для определения адиабатического градиента только в однородной сжимаемой среде. В мантии, как уже отмечалось, наблюдаются переходы вещества в более плотные кристаллические модифика-

ции. В областях таких переходов происходят скачкообразные изменения температуры. Величина температурных скачков оценивается по формуле

$$\Delta T = \frac{W}{C_p}, \quad (8.12)$$

где  $W$  – удельная теплота экзотермического фазового перехода.

Основные фазовые переходы происходят на глубинах 420, 670 и 800-900 км. На глубине 420 км оливин переходит в шпинелевую фазу и скачек адиабатической температуры здесь оценивается в 85 °С. На глубине 670 км предположительно происходит распад силикатов на простые окислы или преобразование шпинелевой структуры оливина в более плотные модификации. Оба этих процесса сопровождаются скачком температуры на 90 °С. На глубинах 800-900 км допускается существование других фазовых границ, причиной возникновения которых могут быть, например, перестройка кристаллической решетки энстатита в ильменит или перовскит. Температура в связи с этими фазовыми переходами может возрастать на 50 °С.

Более совершенный способ определения адиабатического градиента основан на изучении скоростей распространения упругих волн:

$$\left(\frac{dT}{dR}\right)_{ag} = -T_0 g \frac{d \ln \bar{V} \rho^{\frac{1}{3}}}{d \ln \rho} \cdot \frac{\rho}{K_S}, \quad (8.13)$$

где  $T_0$  – начальная температура, равная температуре вещества на глубине 100 км ( $T_0 = 1500$  °С);  $V$  – средняя скорость распространения сейсмических волн, определяемая из соотношения

$$\frac{3}{\bar{V}^3} = \frac{1}{V_p^3} + \frac{2}{V_S^3},$$

где  $K_S$  – коэффициент адиабатической несжимаемости:

$$K_S = \rho \left( V_p^2 - \frac{4V_S^2}{3} \right),$$

$V_p$  – скорость распространения продольных волн;  $V_S$  – скорость распространения поперечных волн;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $\rho$  – плотность вещества.

При использовании формулы (8.13) скачкообразное изменение температуры в зонах фазовых переходов учитывается автоматически, поскольку в этих зонах наблюдается резкое изменение скоростей распространения и продольных, и поперечных волн. Пример расчета адиабатической температуры в мантии показан на рис. 8.8.

Оценки температуры вещества в ядре ещё более гипотетичны, чем в мантии. По сейсмологическим данным вещество мантии является твердым, а вещество внешнего ядра – жидким. Поэтому температура в мантии должна



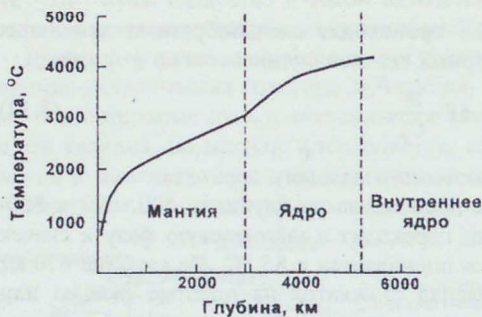


Рис. 8.8. Предполагаемое распределение температуры в Земле (по П. Шарма)

быть ниже температуры плавления мантийного вещества. Если предположить, что ядро состоит из железа, то температура на границе мантия – ядро должна превышать температуру плавления железа и быть ниже температуры плавления вещества мантии. Исходя из этого, температура на границе мантия-ядро оценивается в 3000 °C.

Вещество внутреннего ядра находится в твердом состоянии. Ф. Стейси предположив,

что термодинамические условия на границе внешнего и внутреннего ядра соответствуют режиму кристаллизации смеси Fe-FeS, оценил температуру на этой границе в 4000 °C.

Таблица 8.2

Температура вещества внутри Земли (по О. Сорохтину и С. Ушакову)

Глубина, км	T, °K	Глубина, км	T, °K
0	288	2600	2750
200	1670	2900	2820
400	1800	3000	2900
400	1890	3500	3180
650	2020	4000	3410
650	2110	4500	3590
900	2220	5000	3720
900	2270	5120	3740
1000	2300	5500	3910
1400	2440	6000	3870
2200	2650	6371	3880

Из данных, приведенных в табл. 8.2, следует, что геотермический градиент уменьшается с глубиной. Мощность теплового потока, идущего из земных недр, составляет около  $2,5 \cdot 10^{13}$  Вт. Это примерно в 30 раз больше мощности, вырабатываемой всеми электростанциями мира, но в 4 раза меньше той мощности, которую Земля получает от Солнца. Следовательно, на климат планеты в большей мере оказывает влияние солнечное тепло, а движителем глубинных процессов является её собственное.

## 8.4. Температура ранней Земли

История тепловой эволюции ранней Земли целиком обусловлена гипотетическими представлениями о происхождении планеты путем аккреции частиц газово-пылевого облака. Исходя из этой гипотезы основным источником энергии, поступавшей в недра Земли, считается тепло, выделявшееся при ударах о её поверхность космических тел – планетезималей, т. е. энергия ударов выделялась в приповерхностном слое, растущей планеты. Поэтому даже в то время, когда этот процесс протекал наиболее интенсивно (время аккреции оценивается в  $10^8$  лет), земное вещество не нагревалось более чем на  $400^\circ\text{C}$ . Температура в центральных частях Земли была ещё ниже и дифференциация земного вещества началась не в центре, а вблизи поверхности, на глубинах 300-500 км, там, где температура вещества была близка к температуре его плавления.

Постепенно, по мере повышения температуры, процесс дифференциации захватил всю Землю. Из-за низкой температуры в центре планеты время, в течение которого произошло формирование ядра, составило сотни миллионов лет. На рис. 8.9 приведены кривые, показывающие изменение температуры в ранней Земле. Расчеты показывают, что в первые 600 млн лет максимальная температура, равная  $1700\text{--}2000^\circ\text{C}$ , была характерна для земного вещества, находящегося на глубине около 1000 км. В центре планеты она едва достигала  $800^\circ\text{C}$ . Из этих оценок был сделан вывод о том, что вещество Земли никогда полностью не плавилось и что ядро выделилось без расплавления.

Этот вывод подтверждается величиной отношений содержаний радиоактивных изотопов свинца к стабильному изотопу свинца  $^{204}\text{Pb}$ . Для горных пород Земли

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 19,04; \quad \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 15,08; \quad \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 39,07.$$

Для сравнения, в породах Луны, прошедшей полное расплавление внешней оболочки и быструю дифференциацию с образованием коры анортозитового состава, в которую мигрировала большая часть радиоактивных изотопов, эти отношения таковы: 250, 130, 270. Высокие значения изотопных отношений в лунных породах обусловлены тем, что последние, в отличие от земных, потеряли в своем составе от 96 до 98 % свинца ( $^{204}\text{Pb}$ ). Эта потеря объясняется полным расплавлением лунного вещества, его ликвацией и миграцией сульфидов свинца в ядро. Отсюда можно сделать вывод: малые зна-

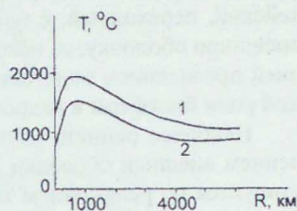


Рис. 8.9. Распределение температуры внутри Земли: 1 – в момент ее образования; 2 –  $4 \cdot 10^9$  лет тому назад; R – глубина (по В. Сафронову)

чения изотопных отношений в горных породах Земли свидетельствуют о том, что в истории их образования превращений, подобных лунным, не было.

### 8.5. Тепловая эволюция ранней литосферы Земли\*

В термальной эволюции нашей планеты может быть выделено три основных этапа: наиболее ранний катархейский, условно называемый «лунным», с определяющей ролью внешней, экзоэнергетических источников; архейский, переходный, с меняющимися условиями теплового воздействия на внешнюю оболочку; и, наконец, послеперархейский с сохраняющимся до наших дней проявлением эндогенных (внутриземных) источников в условиях мощной роли биосферы и гидросферы.

Наиболее ранний, «лунный», этап ознаменовался глобальным расплавлением внешней оболочки Земли и ее спутника. На Земле этот этап диагностируется по реликтовым телам анортозитовой формации среди раннеархейских комплексов. Расплавление внешней оболочки Земли при отсутствии признаков полного плавления планеты возможно только при наличии экзоэнергетических источников. Один из них был рассмотрен выше, второй описан в работах Е. Рускол, где обосновывается возникновение мощного теплового эффекта во внешней оболочке Земли взаимодействием Земли и Луны в период их близкого расположения. Подобная ситуация по многим признакам имела место и обсуждается в научной литературе как явление Герстенкорна. С учетом скорости удаления Луны около 2 см в год и нынешнего расстояния до Земли ее максимальное приближение, вследствие которого обе планеты были разогреты до состояния плавления, приходилось на первый миллиард лет геологической истории. Естественно, что это сближение Земли и Луны не могло превысить предел Роша\*\*, когда меньшая из планет была бы разрушена. Однако вблизи предела Роше такое сближение способно разогреть внешнюю оболочку до состояния плавления. В этом случае геотерма (1) на рис. 8.10 примет вид, зеркально противоположный современному (5), а геотермический градиент будет отрицательным, т. е. температура с глубиной будет падать. Если такой механизм разогрева имел место, то в интервале 4,6-4,2 млрд лет назад Луна и Земля представляли собой планеты с расплавленными оболочками.

В наиболее чистом виде следы породообразующих процессов сохранились на Луне, где на них не накладывались последующие «события», как это имело место на Земле. Многочисленные данные свидетельствуют, что для Луны отчетливо выделяются, по крайней мере, два события: образование анортозитов, слагающих лунные «континенты» (светлые области), в интервале 4,6-4,2 млрд лет и формирование «морских» базальтов в интервале 4,0-

\* Раздел написан при участии проф. С. Г. Пэнжа.

\*\* Роша предел – критическое расстояние от планеты, ближе которого, вследствие разрушающего действия гравитационных сил, невозможно существование спутников. Исследован французским астрономом Э. Рошем (1820-1883).

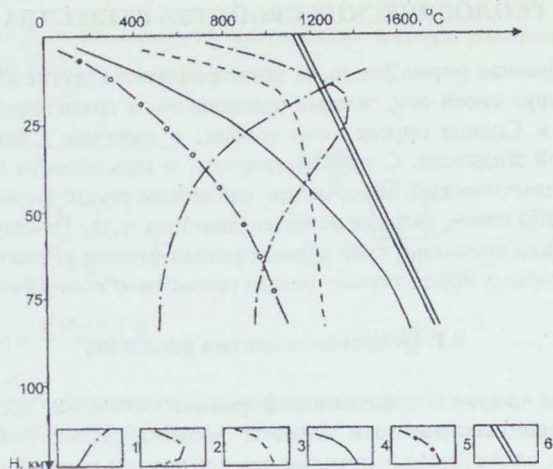


Рис. 8.10. Эволюция раннекембрийских геотерм:

- 1 – 4,6 млрд лет; 2 – 4,2 млрд лет; 3 – 3,6 млрд лет; 4 – 2,6 млрд лет;  
5 – современная геотерма; 6 – температура плавления базальта

3,0 млрд лет. Анализ геологических данных для Земли подтверждает синхронность петрогенетических процессов на нашей планете и ее спутнике. Однако более мощная энергетика Земли, обусловившая активность ее недр до нашего времени, путем многократного переплавления «стерла» первичные соотношения изотопов в наиболее ранних продуктах породообразующих процессов.

«Лунная» стадия на Земле завершилась массовым вулканизмом из неглубоко залегающей протоастеносферы. Массовый вулканизм в условиях высконагретой коры на некоторое время создал обстановку, несколько напоминающую условия на нынешней Венере: мощная атмосфера, восстановительная среда, парниковый эффект и др. Появление парникового эффекта затормозило диссипацию тепла, а значит создало своеобразные условия стабильного, безградиентного гранулитового метаморфизма, характерного только для раннедокембрийских пород. Этот своеобразный геологический «репер» корректирует время максимального прогрева Земли, полученное по теоретическим расчетам. И явление Герстенкорна, и время максимального высокого температурного прогрева земной поверхности следует переместить к началу ее геологической эволюции. Начиная с 2,5 млрд лет вся протерозойская и фанерозойская история теплового режима существенно не отличается от современной. Как показывают исследования, уже 3,5 млрд лет тому назад температура поверхности Земли снизилась до такого уровня, когда мощная атмосфера, напоминавшая современную оболочку Венеры, могла частично конденсироваться в гидросферу, в которой зародилась жизнь.

## Глава 9. РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

Шарообразная форма Земли, ее экваториальное вздутие из-за суточного вращения вокруг своей оси, земные приливы из-за гравитационного притяжения Луны и Солнца определенно говорят о наличии у вещества Земли свойств вязкой жидкости. С другой стороны, о способности горных пород испытывать пластические деформации свидетельствуют формы геологических тел: изгибы слоев, складки течения, диапиры и др. Течение и пластические деформации сплошных сред изучает раздел физики «Реология». Текущие деформации горных пород изучает раздел геологии «Реоморфизм».

### 9.1. Основные понятия реологии

*Реология* - наука о течении и деформации сплошных сред. В качестве сплошной среды исследователи планеты должны рассматривать и вещество внутренних слоев Земли, и твердые горные породы коры. У сред, испытывающих вязкое течение, есть специфические характеристики: ползучесть, пластичность, вязкость, время релаксации.

*Ползучесть* - это вязкое течение горной породы под действием длительного напряжения, не превышающего напряжение упругих деформаций. Примерами ползучести может выступить деформация во времени аморфных и кристаллических веществ: смолы, пластилина, песка-плывуна, глинистого раствора, массива льда, каменной соли.

*Пластичность* - вязкое течение горной породы под действием напряжения, превышающего напряжение упругих деформаций. При давлении порядка  $10^6$ - $10^8$  Па большинство горных пород (граниты, диориты, мрамор и др.) начинают деформироваться без разрушения сплошности. Грань между ползучестью и пластичностью горной породы можно провести не всегда, так как существенное влияние на поведение горной породы оказывают время и скорость действия нагрузки. Чем меньше скорость деформации, тем ниже предел нагрузки, приводящей к течению породы.

*Вязкость ( $\eta$ )* - сопротивление горной породы пластическому течению. Чем выше вязкость, тем выше сопротивление пластическому течению. Единица вязкости - Паскаль-секунда (Па·с). Рассмотрим единицу вязкости:

$$\text{Па} \cdot \text{с} = \frac{\text{Н}}{\text{м}^2} \cdot \text{с} = \frac{\text{кг} \cdot \text{м}}{\text{с}^2 \cdot \text{м}^2} \cdot \text{с} = \frac{\text{кг}}{\text{м}^2} \cdot \frac{\text{м}}{\text{с}}$$

В последней записи вязкость можно понимать как произведение массы, отнесенной к единице площади ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ), на скорость пластического течения ( $\text{м}/\text{с}$ ). Если скорость пластического течения принять постоянной (единичной), то вязкость можно уподобить тому необходимому весу, который должен обусловить продавливание вещества с этой скоростью. Так определял вязкость жидкостей Дж. Стокс: он опускал стальной шарик плотностью  $\rho_1$  в жидкость

с плотностью  $\rho_2$  и по скорости погружения шарика рассчитывал вязкость жидкости (рис. 9.1).

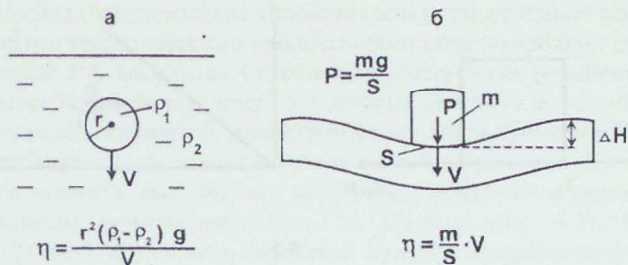


Рис. 9.1. Способ определения вязкости жидкостей по Стоксу (а) и определение понятия вязкость горных пород через давление и скорость деформации (б)

*Время релаксации* – время, необходимое веществу для реализации деформации без разрыва сплошности. Время релаксации ( $\tau$ , с) определяется через отношение вязкости ( $\eta$ , Па·с) к жесткости ( $\mu$ , Па) вещества.

Вязкость можно определить как произведение давления на время релаксации:  $\eta = \text{Па} \cdot \text{с}$ . Чем больше время релаксации, тем больше вязкость (сопротивление пластическому течению).

## 9.2. Реологические модели

Реологические свойства и реологические модели применительно к веществу Земли рассматривали классики физики – И. Ньютон, Б. Паскаль (1623-1662), Дж. Максвелл (1831-1879). Предложено несколько видов уравнений, описывающих зависимость во времени между напряжением и деформацией в среде. На рис. 9.2 приведено графическое изображение зависимости деформации ( $e$ ) под действием касательного напряжения ( $p$ ) для некоторых реологических моделей.

В момент  $t_0$  приложения напряжения  $p$  к идеально *твердому телу* Гука в нем мгновенно возникает деформация  $e$  и остается постоянной до момента  $t_1$  снятия напряжения (рис. 9.2, а).

В *жидкости Ньютона* после момента  $t_0$  приложения напряжения  $p$  деформация  $e$  постоянно возрастает со скоростью  $e' = p/2\eta$ . Лучше всего эта модель описывает деформацию ползучести (рис. 9.2, б).

Приложение нагрузки к упруго-вязкой *жидкости Максвелла* вызывает в момент  $t_0$  деформацию величиной  $p/2\mu$ , обусловленную упругой реакцией жидкости, а после этого деформация растет со скоростью  $e' = p/2\eta$  (рис. 9.2, в).

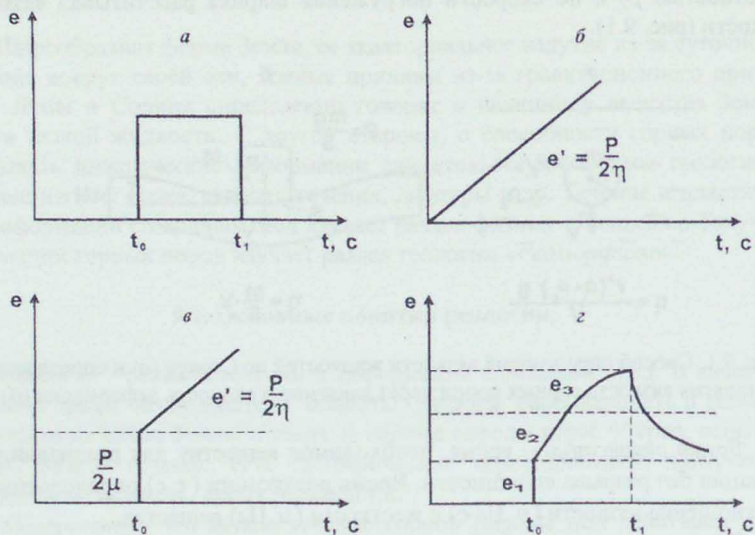


Рис. 9.2. Графики  $e(t)$  для различных моделей среды:

*a* – твердое тело Гука; *б* – жидкость Ньютона; *в* – упруго-вязкая жидкость Максвелла; *г* – твердо-вязкое тело Кельвина; остальные пояснения – в тексте

Модель твердо-вязкого тела Кельвина отражает поведение вещества, при котором в момент  $t_0$  под действием напряжения  $p$  возникает упругая деформация  $e_1$ . Далее деформация становится линейной ( $e_2$ ), нелинейной (логарифмической  $e_3$ ) и после снятия напряжения в момент  $t_1$  деформация исчезает не мгновенно, а по экспоненте (рис. 9.2, *г*). Форма деформируемого тела хранит в себе следы деформаций.

Чаше для описания деформаций геологических тел применяют модель и формулы вязкопластичного тела Шведова-Бингама. Для этого тела напряжение сдвига  $p$  в установившемся потоке складывается из двух членов:

$$p = p_k + \eta^*(G),$$

где  $p_k$  - представляет упругое напряжение среды;  $\eta^*(G)$  - вязкое сопротивление ( $G = de/dt$  - скорость сдвига - производная деформации по времени).

Здесь вязкость  $\eta^*$  в пластично-вязком потоке не постоянна, а зависит от  $G$  (уменьшается с возрастанием  $G$  вследствие все большей степени разрушенности структуры вещества).

### 9.3. Реология Земли и ее оболочек

Вязкость Земли в целом оценивают по длиннопериодным колебаниям ее оси вращения (чандлеровские колебания или нутация земной оси).

Точными геодезическими наблюдениями Международной службы широты в начале XX века было установлено циклическое изменение наклона оси вращения Земли на величину до 9 угловых секунд, т. е. установлено, что полюс описывает окружность диаметром около 560 м примерно за 430 суток. Нутация возникает из-за взаимодействия момента вращения Земли и дополнительного момента, вызываемого приливным искажением формы планеты гравитационным притяжением Луны и Солнца (рис. 9.3). По теории Л. Эйлера (1707-1783) период свободной нутации сфероидального твердого тела определяется его полярным сжатием. По Л. Эйлеру, он должен составлять около 305 суток. Реальный период чандлеровских колебаний оси составляет около 430 суток. Увеличение периода объясняют наличием вязких свойств у вещества Земли, присутствием жидкого внешнего ядра. Оценки вязкости Земли, сделанные Б. Гутенбергом, Х. Джефрисом и др., дают значения  $\eta$  от  $10^{16}$  до  $10^{19}$  Па·с. Вязкость жидкого внешнего ядра, вычисленная по ослаблению в нем сейсмических волн, равна  $10^8$  Па·с. Вязкость твердого ядра  $\approx 4 \times 10^{21}$  Па·с.



Рис. 9.3. Схема образования нутации земной оси

Вязкость верхнего слоя планеты – земной коры – можно оценить по реологическому восстановлению рельефа суши после снятия с него внешней нагрузки. Так, в начале XX века Нисканен оценил вязкость коры Финноскандии, восстановив по следам отметок уровня моря скорость воздымания суши после таяния ледника четвертичного периода. Эта оценка составила  $9 \times 10^{21}$  Па·с.



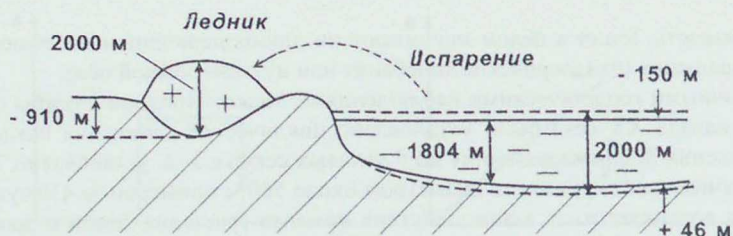


Рис. 9.4. Схема деформации коры при испарении океана и образовании ледника

Теоретические расчеты изменения нагрузки на кору, обусловленного перемещением слоя воды океана в ледник площадью 5 % от площади океана, показывают, что это вызовет реологическое повышение уровня дна океана на 46 м, а суша под ледником прогнется на 910 м (рис. 9.4).

#### 9.4. Реологические свойства горных пород при различных температурах и давлениях

Пластические деформации горных пород можно непосредственно измерить в ходе длительных экспериментов. Японские исследователи наблюдали пластические деформации (при обычной температуре и давлении) стержней гранита и диорита размерами 215×12,3×6,8 см. Их вязкость оказалась равной  $3-6 \times 10^{19}$  Па·с.

Исследование пластичности горных пород при давлениях, близких к предельному давлению сил упругости, показывает снижение их вязкости на 6-10 порядков (табл. 9.1).

Таблица 9.1

Вязкость образцов горных пород при высоких давлениях (по Ферхугену и др.)

Горная порода	Давление, $P$ (Па)	Вязкость, $\eta$ (Па·с)
Кварц	$2 \times 10^9$	$10^{10}$
— " —	$10^5$	$10^9$
Мрамор	$10^5$	$10^8$
Песчаник	$10^8$	$10^3$
Известняк	$10^9$	$10^9$
— " —	$10^5$	$10^9$
Гранит	$2 \times 10^8$	$10^9$

Пластичные и упругие свойства горных пород определяются ее минеральным составом, текстурно-структурными особенностями, условиями формирования пород, последующим воздействием на них температуры, давления, метасоматоза и т. п.

Особое влияние на ползучесть и пластичность некоторых типов горных пород оказывает внедрение в структуру породы воды. На рис. 9.5 приведены экспериментальные диаграммы, показывающие влияние присутствия воды на деформации и напряжение кристаллов кварца. В присутствии воды кварц становится более слабым и текучим. Это может быть объяснено гидролизом цепочек Si-O-Si. При метаморфизме горных пород такой механизм пластических деформаций является наиболее важным и распространенным. На этом же рисунке видно, что с повышением температуры изменяется дифференциальное напряжение в кварце, понижается величина напряжения, при которой деформация из упругой переходит в пластичную.

Температура, близкая к температуре плавления, оказывает заметное влияние на реологические свойства горных пород. Магма является вязкой жидкостью с вязкостью в единицы-десятки Па·с. На рис. 9.6 показано, как снижение температуры ведет к повышению положения границы упругих и пластических деформаций, к повышению локальных напряжений в породе.

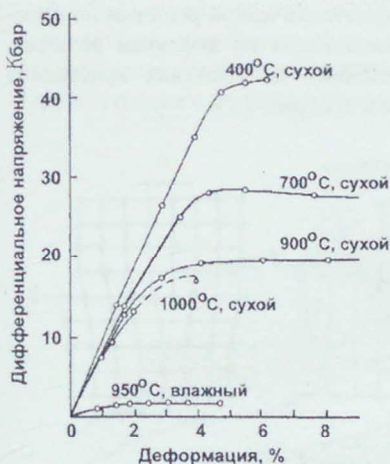


Рис. 9.5. Диаграммы деформации естественных кристаллов кварца при наличии и отсутствии воды. Всестороннее давление 15 Кбар, скорость деформации  $0,8 \times 10^{-5}$  1/с (по Д. Григгеу, 1967)

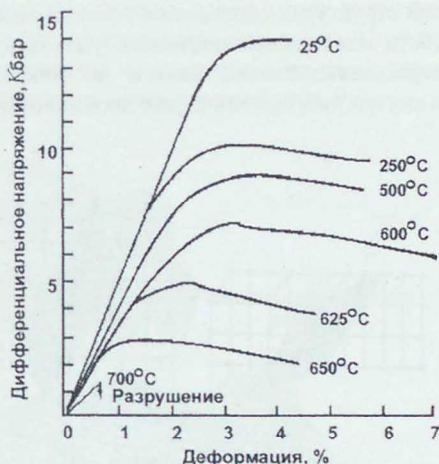


Рис. 9.6. Диаграммы деформации образцов серпентинита при различных температурах. Всестороннее давление 5 Кбар (по С. Ралейгу и др., 1965)

При исследованиях глубинных структур коры приходится принимать во внимание возможность такой комбинации повышенных температуры и давления, при которых у пород могут появиться свойства текучих пластических масс. Считают, что на глубине порядка 15 км в континентальной коре

давление может достигать 0,5 ГПа, температура – 400 °С. Известны модели разреза земной коры, в которых граница Конрада, граница между «гранитным» и «базальтовым» слоями, представлена не «литологической», а границей смены физического состояния вещества.

### 9.5. Реоморфизм горных пород, механизмы реализации пластических деформаций

*Реоморфизм* – явление высокой механической подвижности горных пород, пластическое течение, выжимание, интрузия их минеральных составляющих. Внешние факторы пластического течения были рассмотрены выше, ниже речь пойдет о внутренних механизмах реализации текучих деформаций в отдельных кристаллах и массивах пород.

Минералоги определили несколько механизмов релаксации упругого напряжения в кристаллических решетках минералов без разрыва их внутренней структуры: скольжение слоев атомов кристаллической решетки по плоскости наибольшей плотности упаковки, дислокация по дефектам решетки, перекристаллизация, сдвиги по микротрещинам на границах кристаллов и внутри них, механическое двойникование и др. (рис. 9.7).

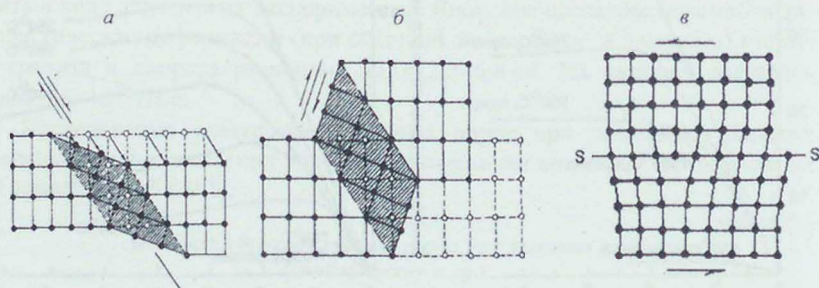


Рис. 9.7. Механизмы реализации пластических деформаций в кристаллах:

*a* – механическое двойникование; *б* – изгиб; *в* – дислокация вдоль плоскости скольжения при наличии дефекта кристаллической решетки

Метаморфические горные породы несут в себе следы почти всех перечисленных структурных перестроек. Следы пластических деформаций в горных породах и кристаллах называются реоглифами. В осадочных и метаморфических тонколистоватых породах реоглифами являются, в частности, складки течения и волочения. При обычных температурах и давлениях наиболее легко сдвиги, дислокации и двойникование происходят в кристаллах кальцита, галита, льда и гипса.

Текущность крупных массивов горных пород может быть обусловлена несколькими факторами. Среди них важнейшие: селективное плавление лейкократовых минералов, расширение паров воды или других летучих веществ при локальном снижении литостатического давления, скольжение блоков горных пород по системам тектонических нарушений, в которых сопротивление взаимному скольжению минимально. На реоморфизм горных пород также оказывает влияние кремне-щелочной метасоматоз, переводящий горные породы в более пластичное и легкоплавкое состояние, и внедрение в структуру горных пород флюидов глубинных магматических очагов.

### 9.6. Формы геологических структур реологической природы

При картировании массивов интрузивных, метаморфических горных пород, картировании региональных геологических структур установлены формы, свидетельствующие об их происхождении с участием текущести. Для массивов горных пород такими свидетельствами являются сложные апофизы интрузивных тел, диапиры, ксенолиты вмещающих пород в теле интрузива, листоватость, линейность, флюидалность кристаллических пород. Структура некоторых гранитных плутонов, изученная по внешним контурам и характеру внутренних структур течения, оказалась очень сложной (рис. 9.8).

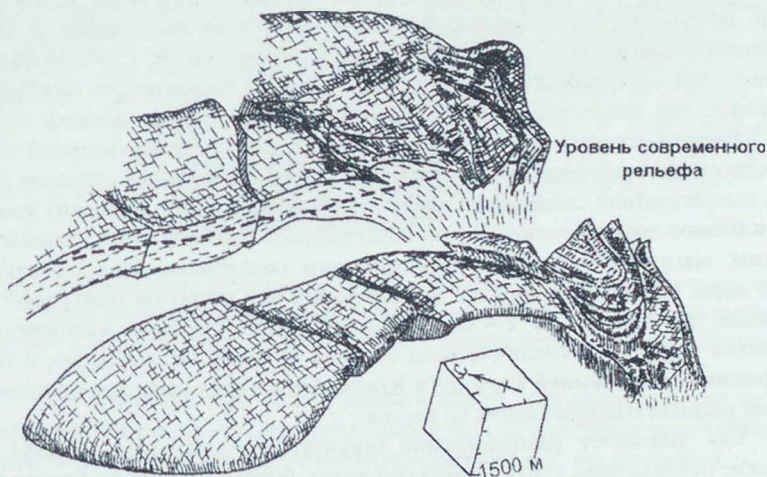


Рис. 9.8. Форма гранитного плутона в горах Ратлснейк в Южной Калифорнии (по Р. Макколу, 1964)

На рис. 9.8 приведена структурная реконструкция плутона в Южной Калифорнии. Площадь обнаженной формы плутона составляет 60 кв. км, он внедрился в изверженные и метаморфические горные породы. В основании плутона находится некк, а верхняя часть представлена несколькими силлами длиной до 8 км. Примером пластических деформаций могут выступить пологие складки-надвиги в Западных Альпах (рис. 11.1).

Во многих регионах мира установлены крупные геологические структуры (пояса складчатости, структурно-формационные зоны), изогнутая, дугообразная форма которых указывает на участие в их формировании текучих видов деформации. Это, например, фрагмент Антильской островной дуги (о. Куба, о. Гаити и др.) в Андско-Кордильерской системе вулканитов мезозойского возраста; вулканическая подводная дуга Тонга-Кермадек в юго-западной части Тихого океана; Южно-Тибетский антиклинорий в юго-восточной Азии и многие другие.

На рис. 9.9 видна реализация упруго-пластических деформаций пояса вулканитов в проливе Дрейка, разделяющем материки Южной Америки и Антарктиды. Здесь, на южной оконечности Ю. Америки, наблюдается поворот на восток геологических структур Анд, сложенных долеритобазальтами, порфиритами андезитового состава. Эти же комплексы пород нижнедевонско-триасового возраста обнаружены на островах Южно-Антильской дуги: Фолклендских, Святого Георгия, Южных Сэндвичевых и др. Восточный фронт цепочки островов смещен от простираания Андско-Антарктического пояса на 2500 км. Ширина дуги – 700 км. Глубина океанического дна в проливе составляет около 4 км. Дно представлено базальтами, перекрытыми пелитовыми осадками мощностью в первые десятки метров мел-палеоген-четвертичного возраста. Рельеф дна изучен батиметрией – акустическим методом определения глубины океана. Внутреннее строение осадков, напластование слоев базальтовых лав, положение тектонических контактов и блоков пород установлено по комплексным сейсмическим, гравиметрическим, магнитометрическим исследованиям геофизиков. Блоки океанической коры окраин континентов и шельфовых зон островов выступают над уровнем дна океана на 2-4 км. Согласно реконструкциям, выполненным в рамках программы океанического бурения «Гломар Челленджер», в такое положение блоки земной коры дуги Южно-Антильских островов пришли после их разрыва и перемещения на восток.

Как указывает распределение структурных элементов рельефа дна и суши: отторженцев континентальной коры, боковых эскарпов блоков континента, каррообразных цепочек поднятий рельефа дна, линейных зон понижения рельефа, дуг цепочек вулканов и др. – в формировании структуры островной дуги принимали участие как пластические, так и хрупкие виды деформаций. Очевидно, процесс перемещения фрагментов островной дуги носил пульсационно-непрерывный характер. Причиной перемещения фрагмен-

та региональной дуги мог выступить направленный поток вещества астеносферы Земли.

По материалам глубинных сейсмических зондирований, мощность земной коры (глубина до границы Моховича) в проливе Дрейка составляет 11 км, севернее, в районе шельфа материка Южная Америка, увеличивается до 15 км. Гравитационное поле в проливе Дрейка и к востоку от него, в тылу островной дуги, типично для гравитационных полей океанов: аномалии Буге положительные - до 300-400 мГал. К северу и югу от островной дуги, над шельфом материков, интенсивность положительных аномалий Буге снижается до 20-60 мГал.

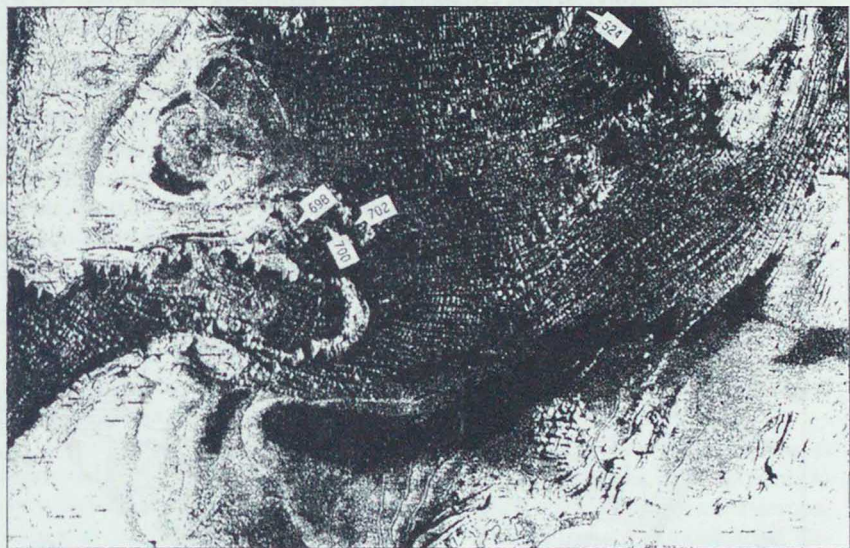


Рис. 9.9. Проявление реологических свойств коры Андско-Антарктического горно-складчатого пояса при формировании Южно-Антильской дуги островов. Цифры в белых прямоугольниках – номера сважин проекта «Гломар Челленджер»

Из этого примера можно сделать вывод, что реологические деформации оставляют в структуре горных пород «следы», которые могут быть выявлены в ходе комплексных геолого-геофизических исследований. Следовательно, реконструкция реологических деформаций, в свете изложенных выше данных, может являться одним из самостоятельных этапов геологических исследований.

## Глава 10. ФИЗИКА ЗЕМЛИ И ПЛАНЕТАРНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Место и время образования горнопородных комплексов земной коры и присущих этим комплексам полезных ископаемых обусловлены общими для них планетарными тектоно-магматическими процессами. Потому в изучении регионального геологического строения и установлении закономерностей образования различных видов полезных ископаемых необходимым этапом является изучение закономерностей планетарного развития Земли.

### 10.1. Этапы геологического развития Земли

Изучение типов горных пород, определение их возраста по содержащимся в них остаткам флоры и фауны и по радиоизотопам дает геологам основание для выделения в истории формирования земной коры континентов и океанов нескольких этапов, когда процессы образования коры были наиболее интенсивными. Таких этапов тектоно-магматической активизации в истории Земли выделяют шесть (рис. 10.1). Возможно, их было больше, но следы наиболее древних из них в значительной мере затухиваны в ходе последующих процессов магматизма, метаморфизма, денудации и т. п.

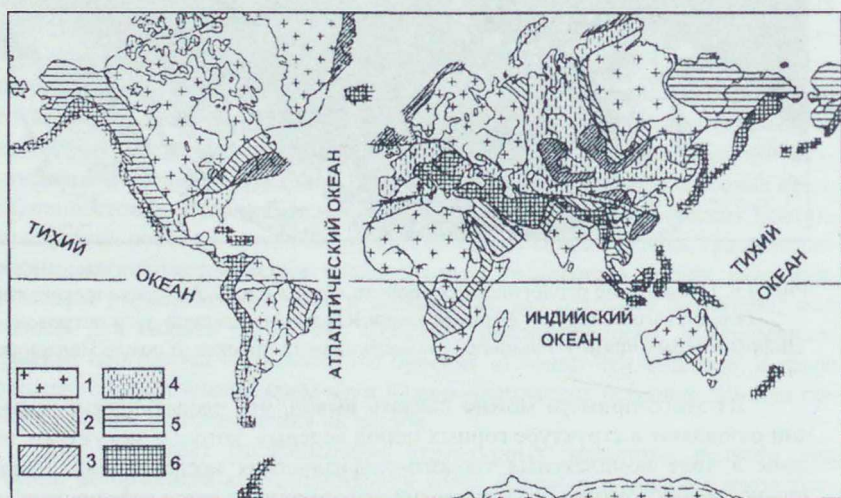


Рис. 10.1. Возраст земной коры современных континентов:  
1 – архейский; 2 – протерозойский; 3 – каледонский;  
4 – герцинский; 5 – мезозойский; 6 – кайнозойский

Самый древний из реставрируемых этапов – *архейский* – завершился около 2,6 млрд лет назад. Комплексы архейских пород: кристаллические сланцы, гнейсы, граниты, кварциты – образуют ядра и фундаменты всех существующих ныне континентальных плит. Все породы не только метаморфизованы в условиях высокотемпературных стадий (700-800°), но и несут следы переплавления (палингенеза). Эти факты свидетельствуют о существовании в коре высокой температуры.

*Байкальский (протерозойский)* этап (1600-650 млн лет назад). К его началу были сформированы ядра комплексов пород всех континентов. Комплекс протерозойских пород включает интрузивы основного и ультраосновного составов, диориты, сиениты, пегматиты. Встречаются горные породы почти неизменные и породы, метаморфизованные в условиях высоких ступеней метаморфизма. В осадочных породах определены остатки органики – продукты жизнедеятельности сине-зеленых водорослей, первые представители животного мира – черви, медузы.

*Каледонский* этап (500-400 млн лет назад). Комплексы пород: интрузивы габбро-пироксенит-дунитового ряда, граниты, эффузивы андезит-дацитового состава. Площади, занятые морем, сократились, появились новые участки суши. Вулканизм протекал в Аппалачах, на Северном Урале, в Казахстане, в Тянь-Шане.

*Герцинский* этап (350-250 млн лет назад). Комплексы пород характеризуются большим разнообразием. Формировались интрузии основного, среднего, кислого составов, вулканы базальт-риолитового и андезит-дацитового составов. Этап характеризуется образованием месторождений почти всех металлов – черных, цветных, редких, благородных.

*Мезозойский* этап (200-140 млн лет назад). Интрузивный магматизм на северо-востоке Азии, в западной части Северной Америки, где произошло упруго-вязкое растяжение блока континентальной коры на сотни километров. В этот этап заложены рифтовые системы Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого океанов, произошло формирование базальтовой коры дна океанов.

*Киммерийский (альпийский)* этап (45-20 млн лет назад). Характерна обратная последовательность развития глубинных магматических комплексов: от малых интрузий к крупным кислым и умеренно кислым. Интрузии основного и щелочного состава не характерны. Сформировались мелкие месторождения золота, молибдена, вольфрама, олова.

Примечателен в истории Земли кембрийский период (600-500 млн лет назад). В его начале, за короткий срок, порядка 5 млн лет, в океанах Земли появились сотни новых видов беспозвоночных с различными скелетными (карбонатными) образованиями (раковинами): моллюски, губки, брахиоподы и др.

В формировании кристаллических горных пород на всех этапах, начиная с байкальского, выделена определенная закономерность. Появление но-



вых участков коры континентов происходит за счет магматических процессов на участках океанической коры, вблизи окраины континента. Вблизи окраины континента происходит прогибание плато океанической коры, ее раскальвание, начинается подводный вулканизм, затем происходит воздымание участка вулканизма в виде островной дуги, далее – в виде суши, которая начинает разрушаться под действием эрозии и превращается в платообразный участок континента – платформу. То есть цикл начинается в условиях плато океанической коры и завершается в условиях выровненного плато континентальной коры.

## 10.2. Закономерности образования эндогенных месторождений в истории геологического развития Земли

При группировании известных генетических типов эндогенных месторождений по времени формирования установлено их преимущественное распространение в пределах одной эпохи или нескольких вполне определенных эпох (табл. 10.1).

Таблица 10.1

**Интенсивность развития генетических групп эндогенных месторождений (по В. Смирнову)\***

Генетическая группа	Тектоно-магматическая эпоха. Возраст, млн лет					
	архейск. > 2600	протер. 1600-650	калед. 500-400	герцинск. 350-250	мезоз. 200-140	кайноз. 40-25
Метаморфогенные (железо, медь, марганец, золото, графит, уран)						
Скарновые железа и меди						
Скарновые цветных и редких металлов						
Пегматитовые						
Колчеданные						

\* Площадь прямоугольника отражает объем оруденения.

Как видно, образование различных генетических групп месторождений имеет закономерности, обусловленные особенностями геологического развития планеты. Так, например, метаморфогенные месторождения железистых кварцитов формировались преимущественно в архее. Железистые кварциты представляли собой при формировании прослой кремнистых пород и минералов железа, осаждающиеся в водном бассейне с малым (менее 1 %) содержанием кислорода, в условиях интенсивного испарения. Такие условия на Земле были более 1800 млн лет назад. В последующее время атмосфера обогатилась кислородом (деятельность сине-зеленых водорослей). С этого времени в разрезах континентальных осадков появились красноцветы – аркозовые песчаники буроватых оттенков, обусловленных налетом гидроокислов железа.

Для образования генетической группы пегматитовых месторождений требуются высокие давления, которые в земной коре наблюдаются на глубинах 3-9 км. Преимущественное их образование в протерозойскую эпоху свидетельствует о наличии в коре высоких давлений. Если же предположить, что радиус Земли в то время был меньше настоящего, то ускорение силы тяжести на Земле и литостатическое давление могли быть намного больше, а значит, условия для образования высокобарических месторождений пегматитовой группы могли существовать на меньших глубинах.

Для образования скарновых месторождений необходимо внедрение интрузий среднего и кислого составов в толщи карбонатных пород. А образование мощных толщ хемогенных и органогенных известняков в планетарном масштабе стало возможным на Земле в последние 400-200 млн лет.

Отсутствие месторождений метаморфогенной группы на поздних этапах геологической истории планеты может косвенно свидетельствовать об общем процессе снижения температуры и давления в коре и астеносфере.

В то же время формирование месторождений большинства генетических групп в нескольких эпохах свидетельствует о типичности тектоно-магматических процессов и их металлогеническом проявлении на протяжении последних 2 миллиардов лет развития Земли.

### **10.3. Влияние космических факторов на смену тектоно-магматических режимов планеты**

В геологической науке исследованы некоторые теоретические вопросы взаимодействия Земли с окружающими ее космическими телами: Солнцем, Луной, другими планетами. Кроме того, за многие годы исследователи Земли установили ряд статистических закономерностей между проявлениями геологических процессов и динамикой системы Земля – Солнце – Луна. Остановимся на некоторых из них.

Известно, что гравитационное притяжение между Землей и Луной оказывает влияние на физическое состояние Земли. Притяжение поверхности

Земли, обращенной к своему спутнику, создает подъем поверхности Земли на 30-50 см (см. раздел 5.9). На обратной стороне Земли также возникает вспучивание поверхности из-за того, что уменьшается притяжение коры внутренним ядром, сместившимся в оболочке внешнего жидкого ядра в сторону Луны. Такая приливная волна, огибающая Землю в западном направлении с периодом в 12 часов, приводит к замедлению вращения Земли вокруг своей оси. Запаздывание деформаций Земли (из-за вязких свойств вещества Земли) приводит к западному смещению экваториального сектора поверхности Земли. Физическая аналогия такого процесса показана на рис. 10.2. Энергия тангенциальных смещений может накапливаться в горных породах за миллионы лет в напряжения в миллионы паскалей. Это приводит к образованию разломов широтной ориентировки, разогреву Земли. Оценка накапливаемой приливной энергии показывает, что она может на несколько порядков превышать любой другой вид энергии на Земле, а, значит, определять всю сумму тектонических преобразований планеты в глобальном плане и в локальных структурных формах.

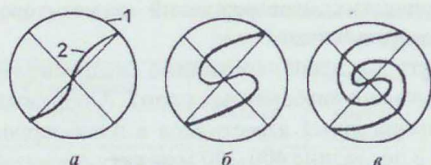


Рис. 10.2. Смещение частиц среды при циклических внешних воздействиях (по Е. Шемякину):

1 – гибкий цилиндр, заполненный сыпучей массой; 2 – маркирующая полоса; а, б, в – положение частиц маркирующей полосы в различные моменты времени после начала внешних воздействий

В последние 500-600 млн лет, на фоне геологического и биологического развития Земли, связанного с процессом плавного снижения внутренней тепловой энергии Земли, выделены периоды более резкого снижения температуры на поверхности Земли. В частности, периоды оледенения устанавливались в позднем кембрии (500 млн лет), в конце пермского периода (250 млн лет), в четвертичный период (60 и 25 тыс. лет назад). Об изменении палеогеографических условий на Земле за последние 300 млн лет можно судить по изменению интенсивности углеобразования. Как известно, для формирования мощных пластов угля требуется сочетание определенных условий: теплый, влажный климат, обширные площади заболоченной суши, массивы лесов. Как видно в табл. 10.2, наиболее благоприятные условия на территории России для угленакопления существовали в пермский, юрский, меловой периоды. В триасовый период на климат и биомассу Евразии оказывали влияние последствия пермского оледенения.

Анализ поведения биоценозов в эпохи понижения температуры на Земле и анализ особенностей геотектонических процессов в эту эпоху позволяет связать некоторые из отрезков времени снижения температуры с изменением

светимости Солнца. Изменение светимости Солнца, очевидно, приводит к изменению геотектонического режима планеты. В недрах Земли происходят процессы, приводящие к незначительному уменьшению объема ее внутренних оболочек. На поверхности Земли происходят процессы горообразования, и увеличивается глубина океанических впадин. Такой геотектонический режим носит название «геократонный», так как площадь суши увеличивается, моря уходят во впадины, т. е. происходит регрессия морей (рис. 10.3). Примером такого режима может служить режим конца пермского периода на Урале. Высота гор увеличилась до 3000 м, одновременно в Предуралье образовалась глубоководная океаническая впадина. Снижение температуры воды в Пермском океане привело к массовому вымиранию морских беспозвоночных организмов, к выпадению в осадок растворенных натриевых и калиевых солей, что обусловило образование мощных залежей (до 500 м) каменных солей.

Таблица 10.2

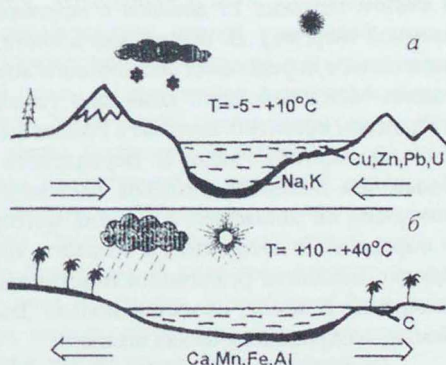
**Распределение запасов угля России по геологическому возрасту (по А. Матвееву)**

Геологический возраст	Запасы (%)
Девон	< 0,1
Карбон	7,8
Пермь	37,5
Триас	0,1
Юра	24,2
Мел	28,9
Палеоген	1,5

Причины уменьшения светимости Солнца остаются неизвестными: либо это внутрисолнечный процесс, либо катастрофическое изменение проницаемости атмосферы.

Рис. 10.3. Геократонный (а) и таласократонный (б) режимы развития Земли:

осадочные месторождения: Na, K – каменная соль; Cu, Zn, Pb, U – руды меди, цинка, свинца, урана; Ca, Mn, Fe, Al – известняк, руды марганца, железа, бокситы



При восстановлении светимости Солнца на Земле восстанавливается теплый, умеренно влажный климат. Отмечается обмеление морей и океанов, их наступление (трансгрессия) на сушу. Это может быть объяснено растяжением твердой оболочки Земли. Такой режим жизни планеты называется талассократонным. Для каждого из режимов – геократонного и талассократонного – характерно формирование своего комплекса осадочных месторождений (см. рис. 10.3).

#### 10.4. Учение В. И. Вернадского о биосфере и ноосфере

Наш соотечественник Владимир Иванович Вернадский, выпускник Санкт-Петербургского университета, академик Российской Академии наук, Академик наук Франции, Чехословакии, оставил значительный след в развитии естествознания в XIX, XX веках, а отрасли научных знаний, у истоков которых он стоял (геохимия, радиология, космохимия, учение о биосфере), несомненно обретут свой расцвет в ближайшем и далеком будущем. О неординарности личности В. Вернадского может свидетельствовать тот факт, что в возрасте 26 лет он был избран членом Британской ассоциации наук за исследования полиморфизма кристаллов и создание теории силикатов. О гениальной силе его научного предвидения и высоких организаторских способностях можно судить по его участию в исследованиях радиоактивности атомов и созданию научных и практических отраслей по ее использованию человечеством. В 1910 г. он принимает участие в снаряжении первой российской научной экспедиции на месторождения радия в Ферганской долине, в 1921 г. организует в Петрограде Радиевый институт, главной задачей исследований которого он считает разработку способов овладения атомной энергией. Между тем многие знаменитые физики и десятилетия спустя утверждали о невозможности использования атомной энергии для практических целей. (Так, Э. Резерфорд и в 1933 г. заявлял, что люди, рассчитывающие на атомную энергию, «говорят вздор». Нильс Бор (1885-1962) в 1939 г. изложил 15 доводов о невозможности практического использования атомной энергии.) В. Вернадский в институте организовал лабораторию радиологического определения абсолютного возраста горных пород, в 1937 году возглавил Международную комиссию геологического времени. В этом же году в Радиевом институте впервые в России был запущен циклотрон.

О широте взглядов В. Вернадского читатель может судить по тому, что более чем половина разделов настоящей книги включает в себя вопросы, которыми он занимался, а именно: метеориты, естественная радиоактивность и определение абсолютного возраста, космические лучи, влияние Солнца на Землю, механизм реализации пластических деформаций кристаллов, теплогенерация в Земле, слоистая модель Земли, этапы геологического развития Земли, геохронологическая шкала.

Область научного знания, в которой наиболее полно проявилась гениальная одаренность В. Вернадского, его энциклопедическая образованность,

его аналитическое и философское мышление, — это разработка им учения о биосфере.

*Биосфера Земли охватывает нижнюю часть атмосферы, всю гидросферу, литосферу материков до глубин 2-3 км, это область обитания жизни на Земле.*

Чтобы в исследовании жизни на Земле отстраниться от смежных ненаучных областей человеческого сознания: религиозного, философского и др., — чтобы определить границы естественного исследования феномена «жизнь», В. Вернадский все живое на Земле обозначил понятием «*живое вещество*». Масса живого вещества на Земле составляет неизмеримо малую долю от массы планеты, однако за несколько миллиардов лет существования жизни на Земле оно приняло непосредственное или косвенное участие в формировании геологических образований и сфер планеты. Живое вещество выделило в состав атмосферы свободный кислород, оно образовало слой осадочных горных пород (известняки, фосфориты, диатомиты, торф, уголь и др.), оказало определяющее влияние на формирование многих видов осадочных горных пород, на процессы в земной коре, проходящие с участием углекислоты, кислорода, органических кислот, продуктов фотосинтеза. В. Вернадский считал, что весь «гранитный слой» земной коры образовался под воздействием и при участии живого вещества, т. е. горные породы «био-генной» природы могут далеко распространяться за пределы биосферы.

Много внимания В. Вернадский уделял определению «устойчивости жизни», т. е. ее пределов и определению тех нормальных для конкретного живого вещества концентраций химических элементов, в которых осуществляются физиологические функции организма. Не это ли настоящие истоки популярной и актуальной ныне науки «экология»?

Ученый указал более десятка признаков, отличающих живое вещество от неживой природы, которую он называл «косной». Живые тела на Земле обладают *диссимметрией* внешнего и внутреннего строения, диссимметрией кристаллических коллоидных веществ, выходящих из него. Диссимметрия — это не отсутствие симметрии, а доминирование правой или левой частей в организме, клетке, кристалле. Диссимметричные вещества в природе образуются только из диссимметричной среды. Новое живое естественное тело родится только из другого живого тела. Химический состав живых тел создается ими самими из окружающей среды посредством питания и дыхания. Живые тела обладают способностью изобретательно усваивать отдельные природные изотопы химических элементов, т. е. разделять их, что не наблюдается в косной естественной материи. Природные процессы живого вещества увеличивают свободную энергию биосферы. В ходе геологического времени живое вещество развивается в виде изменения, усложнения форм жизни. В косной материи нет эволюции: определенные минералы образовались из магм в древние геологические эпохи, так же образуются и сейчас.

Изучая геологическую деятельность живого вещества на Земле, в частности, геологическую и хозяйственную деятельность человека, В. Вернадский вслед за другими естествоиспытателями XIX, XX веков (А. Павлов (1854-1929), Д. Дона (1813-1895) и др.) обосновал закономерный эволюционный переход «биосферы» в «ноосферу». «Ноос» – это «разум» в переводе с греческого. Термин «ноосфера» (сфера разума) впервые употребил в 1927 г. французский математик и философ Э. Ле-Руа (1870-1954). Однако он сделал это, опираясь на лекции В. Вернадского в Сорбоннском университете в 1922-1926 гг., на опубликованную во Франции книгу Вернадского «Очерки геохимии», в которой отмечены биогеохимическая основа биосферы и влияние человеческой деятельности в биосфере.

Ноосфера – это эволюция биосферы. *Ноосфера – биосфера, перестраиваемая в интересах свободно мыслящего человечества как единого целого.* В этом определении В. Вернадского нет мотива покорения природы, но есть программа деятельности человечества «как единого целого», т. е. Человечества разумного, осторожного, мудрого.

В современную эпоху развития Земли человек становится крупнейшей геологической силой. Он способен вырабатывать миллиарды тонн химических элементов, не встречающихся в свободном виде в природе (алюминий, железо, редкие земли и др.), создавать искусственные химические соединения, изменять химически и физически воздушную оболочку планеты, ее сушу и воды, человек создает новые виды растений и животных.

Для введения в область научных знаний понятий «биосфера», «ноосфера» потребовалось философское осмысление хода геологического развития Земли, истории развития живого вещества на ней, однако оба эти понятия имеют естественное материальное наполнение, значит, ничто не может их отменить, опровергнуть.

Переход биосферы в ноосферу соответствует природным стихийным геологическим процессам, породившим биосферу, законам природы. Так говорил не идеалист, но ученый В. Вернадский. Однако создание ноосферы – это дело человеческого разума, человеческого сообщества, которое должно быть озабочено сохранением и процветанием жизни на планете.

## Глава 11. НЕКОТОРЫЕ ГИПОТЕЗЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В заключение курса физики твердой Земли приведем очень краткий обзор некоторых наиболее распространенных геолого-геофизических гипотез ее развития.

### 11.1. Гипотеза контракции

Контракция - стяжение. Гипотезу предложил в 1852 г. Эли де Бомон, и она стала ведущей в геологической науке почти на столетие. В основе гипотезы лежит представление об уменьшении подкорового объема Земли, вследствие чего земная кора начинает стягиваться, коробиться, прогибаться. Эти процессы сопровождаются образованием трещин, складок, магматизмом. Достоинство контракционной гипотезы заключалось в том, что она исходила из космогонической гипотезы Канта-Лапласа, т. е. не замыкалась в рамках геоцентризма. По Канту и Лапласу, Земля образовалась в Солнечной системе из огненно-жидкого вещества, при остывании у нее образовалась твердая оболочка.

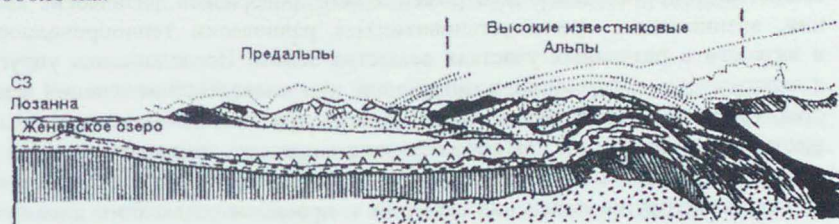


Рис. 11.1. Надвиги осадочных карбонатных пород на недеформированные эффузивы Предальп (по Д. Ферхугену и др., 1974)

В рамках контракционной гипотезы Э. Зюсс (1831-1914) в 1875 г. сформулировал положения о неоднородности земной коры – наличии жестких (платформы) и пластических (складчатые области) участков. В работе «Происхождение Альп» Э. Зюсс огромные шарьяжи Альп объяснял контракцией Земли (рис. 11.1). Приверженцы контракционной гипотезы американцы Д. Хилл и Д. Дэна в 1859 и 1873 г. создали учение о геосинклиналях, т. е. заполнили тектонические формы контракционной гипотезы горнопородным содержанием, заложили основы учения о геологических формациях. Контракционная гипотеза перестала быть ведущей в 20-30-х годах XX века, когда сейсмологи установили, что под земной корой располагается не жидкая магма, а твердые или вязкие (так как они способны пропускать поперечные упругие волны) массы астеносферы и мантии.



Однако идеи контракции Земли никогда не исчезали из научных представлений. В 40-60-е годы XX века на основе контракционной гипотезы сложилась геологическая концепция, изучавшая и видевшая преимущественно вертикальные движения блоков земной коры – фиксизм. С 80-х годов XX века идеи контракции развивает В. Орленок, опираясь на расчеты баланса тепловой энергии Земли, упругих и вязких свойств внешних и внутренних оболочек Земли.

### **11.2. Гипотеза конвективного движения вещества в ядре и мантии Земли**

Гипотеза разрабатывалась большим количеством ученых. Наиболее последовательно она изложена В. Мясниковым и В. Фадеевым. С методологической точки зрения их версия интересна тем, что из рассмотрения исключена верхняя оболочка – кора, составляющая всего 1 % объема Земли. Для веществ мантии и ядра подобрана наиболее вероятная модель их формирования и динамики. Основа научных разработок – теория конвективного движения вещества. Теоретически и экспериментально проверялись физические явления, возникающие при неустановившемся равновесии теплопроводности и вязкости в различных участках вещества Земли. Исследовались упругие и пластические деформации, возникающие при конвективном течении вещества. Сделан основной геологический вывод: при постоянных нагрузках вещество Земли ведет себя как вязкая жидкость при всех температурах и давлениях. При движении конвективных потоков вещества мантии может проявляться вязкоупругое поведение вещества и процессы релаксации динамического напряжения по вязкоупругому типу на поверхности Земли и на границе мантии с ядром.

При построении строгой механической модели переноса вещества в глубине Земли использованы законы и условия возникновения конвективных движений в слое, заключенном между поверхностью Земли и поверхностью ядра. Установлены следующие основные моменты конвекции: 1) для конвективных ячеек вещества Земли наиболее характерны формы двухмерных валов и нестационарных трехмерных потоков; 2) процессы конвективного движения нерегулярны – наблюдаются региональные и, реже, глобальные вспышки; 3) скорости горизонтальных движений вещества и тепловых потоков преобладают над вертикальными.

Как показало сопоставление вышеприведенных выводов с режимами и пространственными формами тектонических структур, эти модели конвекции могут выступить основанием для реконструкции и прогнозирования развития геологических структур Земли. В 1929 году аналогичную модель поведения верхних слоев Земли при конвекции вещества мантии предложил американский геолог Д. Холмс (рис. 11.2).



Рис. 11.2. Механизм подкорковых течений, по гипотезе Д. Холмса

В гипотезе В. Мясникова и В. Фадеева математически исследованы геодинамические процессы на границе мантия – ядро. Согласно их расчетам, должно происходить опускание тяжелого вещества в ядро. При этом происходит разогрев ядра. Вся термическая эволюция Земли может быть при этом отнесена за счет гравитационного фактора. Со временем диаметр ядра должен уменьшаться. Расслоение вещества планеты может быть объяснено воздействием на него гравитации.

### 11.3. Гипотеза гидридного ядра

Автором этой гипотезы является В. Ларин, который в своих космогонических воззрениях опирается на идею Ф. Хейла о существовании 4,7 млрд лет назад, в небулярную эпоху существования Солнечной системы, у вещества небулы дипольного магнитного поля. Под действием магнитного поля, гравитационных и центробежных сил произошла сепарация вещества системы. Слабо поляризующиеся атомы азота, углерода, серы, кислорода, водорода переместились на периферию Солнечной системы. Действительно, в составе вещества Земли кларки этих элементов в  $10^{-3}$ - $10^{-6}$  раз меньше, чем кларки этих элементов в атмосфере Солнца.

Модель строения Земли с гидридным ядром (по В. Ларину)

Интервал глубин, км	Оболочка	Состав
0-33	Кора	Силикаты, окислы, металлы
33-2900	Мантия	Сплавы Si, Mg, Fe
2900-5100	Внешнее ядро	Металлы в смеси с водородом
5100-6370	Внутреннее ядро	Гидриды металлов

В. Ларин предложил модель внутреннего строения оболочек Земли (табл. 11.1). Главное в модели – идея дегазации гидридного ядра. В физике высоких давлений установлено, что соединение отрицательного иона водорода (гидрид-иона Н) с щелочными, щелочноземельными металлами увеличивает плотность последних на несколько десятков процентов (до 80 % при реакции  $H + C$ ). В свою очередь, получившиеся гидриды при высоком давлении могут уплотняться в несколько раз. По В. Ларину, превращение водородных соединений является главной движущей силой современной эволюции Земли. Образовавшееся в раннюю эпоху формирования Земли гидридное ядро в последующее время стало на внешней поверхности ядра дегидридизироваться. То есть водород переходит в область внешнего ядра, где он находится с металлами в состоянии смеси (раствора). Процесс дегидридации сопровождается увеличением объема вещества внешнего ядра. Этим объясняется прогрессивное пульсационное расширение планеты.

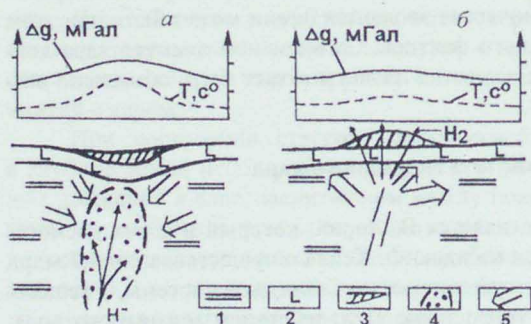


Рис. 11.3. Механизм образования геосинклиналей (а) и зон орогенеза (б) (по В. Ларину):

1 – мантия; 2 – кора; 3 – осадки и вулканиты геосинклинали; 4 – зона гидридации; 5 – направление перемещения горных пород; остальные пояснения в тексте

При подъеме струй водорода по узким тектоническим зонам во внешнюю часть мантии происходит процесс частичной гидридизации атомов металлов мантии. Происходит разогрев мантийного вещества, его уплотнение, уменьшение его объема. Это ведет к образованию над зоной гидридизации желобообразного прогиба земной коры. Так В. Ларин объясняет заложение на поверхности земли геосинклиналей с присущими для них режимами магматизма и осадконакопления. После затухания процесса гидридизации начинается процесс дегазации недр. Водород выходит в атмосферу, объем

вещества мантии снова увеличивается, над нею происходит вспучивание земной коры. По мнению В. Ларина, в этом состоит орогенный этап развития бывшей геосинклинали (рис. 11.3). В геологической истории Земли период от заложения геосинклинали до ее орогенеза занимает порядка 100-150 млн лет.

#### 11.4. Гипотезы мобилизма

В конце XIX века в научном мире появились высказывания ученых, касающиеся возможного перемещения материков относительно друг друга. Эти взгляды впоследствии составили основу гипотезы о расколе и раздвиге некогда единых материковых глыб - гипотезы мобилизма.

Теоретиками мобилизма выступили независимо друг от друга американский геолог И. Тейлор в 1910 г. и немецкий геофизик А. Вегенер (1880-1930) в 1912 г. По А. Вегенеру, материки «расплылись» в конце карбона. А. Вегенер в своих трудах указал имена пятерых своих предшественников из Старого и Нового Света, заявлявших о возможном раздвиге материков. Но, по-видимому, одним из первых среди всех был житель российской провинции, неизвестный А. Вегенеру да и своим соотечественникам-геологам, — Е. Быханов. Учитель пения Е. Быханов опубликовал в 1877 г. статью «Астрономические предрассудки и материалы для составления новой теории образования планетной системы», в которой указывал на сходство конфигураций западного побережья Европы и Африки с конфигурацией восточных берегов Америк. Легендарная Атлантида, считал автор, это Америка, не утонувшая, а отплывшая.

Но и ранее, в 1855 г., Г. Эри и Дж. Прайт, независимо друг от друга высказавшие в теории гравитации гипотезу изостазии, полагали, что материки и океаны «плавают» на жидком внутреннем субстрате Земли.

В 20-е годы XX века были получены сведения о различной плотности, намагнитченности, скоростях продольных и поперечных волн в горных породах материков и океанического дна. Породы дна океанов оказались более плотными. По А. Вегенеру, материки плавают в субстрате океанической коры, подобно льдинам в воде океанов. Океаническая кора при этом ведет себя, как вода при движении айсберга: отодвигается вниз и в стороны. В 1937 г. на Всемирном геологическом конгрессе А. Вегенер продемонстрировал модель стеклянного глобуса, внутрь которого был вставлен глобус, имеющий радиус, в два раза меньший радиуса внешнего глобуса, и всю поверхность малого глобуса покрывали сведенные друг к другу материки Земли. В 1938 г. вышел капитальный труд Р. Штауба (1890-1961), в котором изложена гипотеза глобальной тектоники Земли. Однако в геологическом мире в то время популярному продолжали доминировать идеи фиксизма.

Новый всплеск интереса к идеям мобилизма возникает в 60-70-е годы XX века, после изучения рельефа и состава горных пород дна океанов.

В 1974 г. Б. Айзекс предложил научную концепцию под названием «новая глобальная тектоника». Основа концепции - конвективные течения в мантии, которые приводят к перемещению масс вещества в астеносфере и отдельных континентальных блоках. Литосферные плиты выделяются по ограничивающим их тектоническим разломам, где в современную эпоху локализируются очаги тектонических землетрясений. Геологическое наполнение литосферных плит может быть самым разным как по составу, так и по возрасту слагающих их образований. Выделяют шесть литосферных плит (рис. 11.4). В океанах выделены срединно-океанические хребты, в которых происходит раздвиг (спрединг) коры, с образованием ее новых участков в районе хребта. Скорость раздвига составляет от 1-4 до 10-12 см в год (рис. 11.7). При столкновении фронта отодвигающейся океанической коры с континентом происходит ее погружение (субдукция) под континент (рис. 11.5).

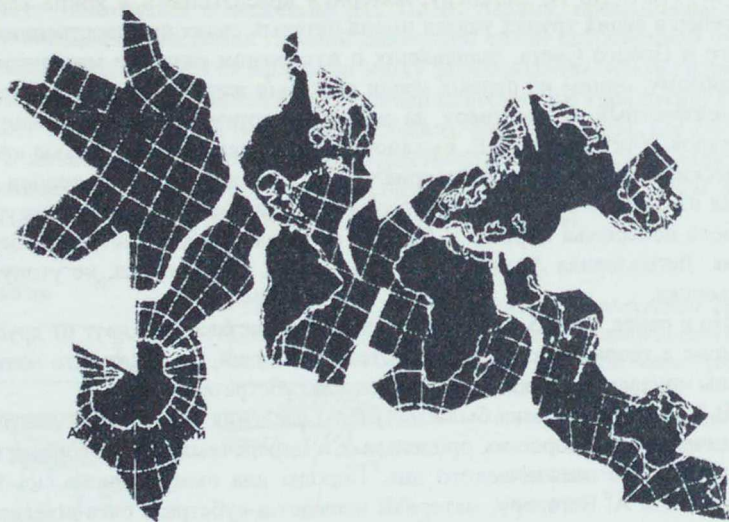


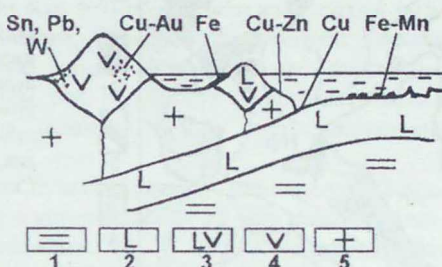
Рис. 11.4. Блоки твердой коры на поверхности Земли (по Ле Пишону)

При погружении края океанической коры под континент происходит вторичное переплавление коры, сопровождающееся вулканизмом с выходом новообразованных магм на поверхность. Наблюдается пространственная и временная эволюция магматических очагов и состава магм. Формируется ряд базальтоидных формаций, каждой из которых присущи свои месторождения – медноколчеданные, магнетитовые, порфировые медно-золоторудные, наконец, редкометалльные (см. рис. 11.5). Это так называемый цикл Уилсона. Отдельные фазы этого цикла в настоящее время можно наблюдать в остров-

ных дугах западной части Тихого океана, полные палеоряды эволюции базальтоидных формаций реконструированы в Тагильском погружении Среднего Урала, Магнитогорском погружении Южного Урала, на Северном Кавказе, в Андах.

Рис. 11.5. Тектоно-магматические процессы и металлогения при субдукции океанической коры под континентальную (цикл Уилсона):

1 – мантия; 2 – океаническая кора; 3 – базальт-риолитовая формация; 4 – андезитовая формация; 5 – континентальная кора; Fe-Mn – железо-марганцевые конкреции океанических впадин; Cu – медноколчеданные руды в глубоководных толеитовых базальтах; Cu-Zn – медноцинковые колчеданные руды ранних островных дуг; Fe – мартит-магнетитовые осадочные руды зрелых островных дуг; Cu-Au – медно-золоторудное оруденение порфирирового типа андезитовой формации; Sn, Pb, W – редкометалльное оруденение стадии орогенеза



В 70-80-е годы XX века в ходе международного проекта геологов США, Великобритании, Канады, Швеции, Норвегии под руководством Ф. Вокеса было установлено, что вулканиты ордовик-силурийского возраста и медно-цинковые колчеданные месторождения Аппалачских гор на восточном побережье США, острова Ньюфаундленд, островов Великобритании, Скандинавского полуострова представляли собой единое целое. Трог между вулканитами восточной части острова Гренландия и западного побережья Скандинавии заложился еще в силурийский период. А 120 млн лет назад вся система была разбита и впоследствии растащена системой рифтов Атлантического океана (рис. 11.6, 11.7).

Концепция новой глобальной тектоники (или тектоники плит) является в настоящее время ведущей в геологической науке многих стран мира. Она внесла огромный вклад в металлогеническое районирование регионов мира, прошедших в своем развитии стадии эволюции базальтоидных формаций.

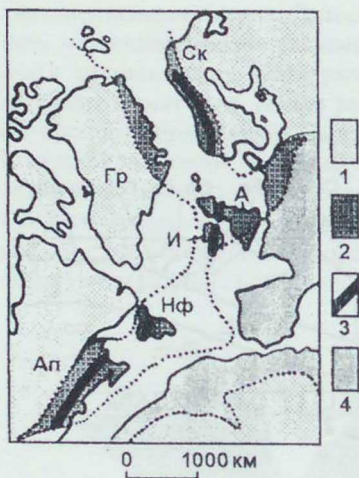


Рис. 11.6. Реконструкция положения Аппалачи-Скандинавского пояса колчеданосных вулканитов ордовик-силурийского возраста (по Ф. Вокесу):

1 – комплексы пород докембрийского возраста; 2 – вулканиты ордовик-силурийского возраста (каледониды); 3 – колчеданосные вулканиты; 4 – вулканиты девон-каменноугольного возраста (герциниды); Ап – Аппалачи; Нф – о. Ньюфаундленд; И – о. Ирландия, А – о. Англия; Гр – о. Гренландия; Ск – Скандинавский полуостров

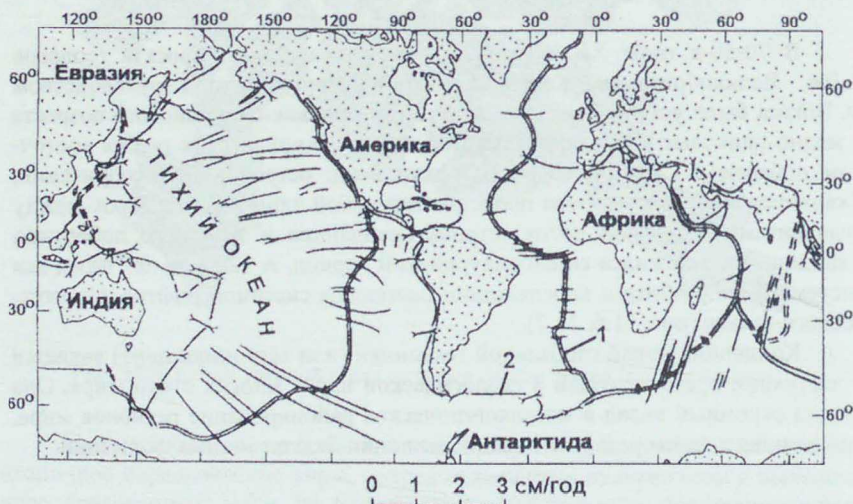


Рис. 11.7. Положение океанических рифтовых зон (по Ле Пишону):

1 – рифты; 2 – зоны сжатия; длина линий, секущих границы рифтов и зон сжатия, пропорциональна скорости смещения в см/год

## 11.5. Гипотеза пульсационного расширения Земли

В процессе изучения геологического строения регионов мира накоплены данные о существовании в геологическом прошлом эпох растяжения коры и эпох ее сжатия. Выделяют три главных этапа расширения Земли. Самый древний происходил в архейскую эру, более 2,6 млрд лет назад, когда блоки континентальной сиалической коры были рассечены поясами магматических пород. Следующий крупный – в рифейскую эру, порядка 1 млрд лет назад, когда заложилась система геосинклиналей, авлакогенов. Последний – в мезозойско-кайнозойскую эпоху, 200–40 млн лет назад, когда заложилась рифтовые зоны Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого океанов и внутриконтинентальные рифтовые зоны. Количество и активность современных рифтовых зон океанов (см. рис. 11.7) могут свидетельствовать о том, что и в настоящее время в развитии Земли силы расширения преобладают над силами сжатия.

Один из авторов концепции пульсационного расширения Земли Е. Милановский (1923 г. р.) выделяет в истории Земли 13 эпох сжатия, разделенных периодами активизации рифтовых зон. В 1924 г. несколько фаз складчатости выделял немецкий геолог Х. Штиле (1876-1966). В этом же году ирландский геолог Дж. Джели (1857-1933) предложил возможный механизм чередования эпох сжатия и контракции. Он считал, что при радиогенном разогреве Земли подвижность ее континентальных блоков увеличивается, они дрейфуют под действием ротационных сил по астеносферному основанию. При движении плиты теплоотдача ее увеличивается, и скоро она остывает, «вмерзает» в астеносферу. Во время охлаждения плиты наблюдается ее частичное сжатие. Таких циклов в жизни платформы, согласно Дж. Джели, могло быть несколько.

В нашем кратком обзоре гипотез развития Земли мы не ставили задачи дать их критический анализ или показать противоречивость и несостоятельность некоторых из них в свете новых научных данных. В основном мы старались обращать внимание на главные идеи и положения, выдержавшие проверку временем или давшие импульс развитию новых концепций.

На схеме, представленной на рис. 11.8, приведены наиболее существенные, с нашей точки зрения, связи между положениями рассмотренных выше гипотез.

Можно видеть, что гипотеза пульсационного расширения Земли имеет наибольшее количество связей и общих элементов с другими гипотезами и концепциями. Это не случайно. Идеологи данной гипотезы австралийский ученый У. Пери и российский ученый Е. Милановский разрабатывали ее, опираясь на достижения и наиболее прогрессивные идеи различных научных школ, включая непримиримые, на первый взгляд, представления фиксистов и мобилистов.



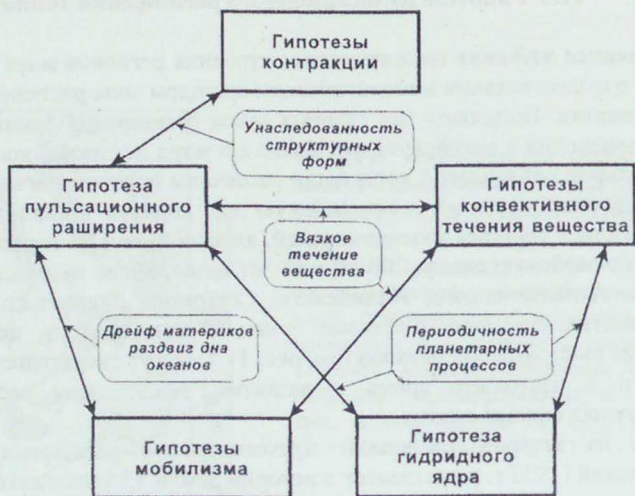


Рис. 11.8. Общие элементы различных гипотез развития Земли

Именно поэтому, по мнению академика Ю. Косыгина (1911), гипотеза пульсационного расширения Земли является в настоящее время в геологических науках о Земле наиболее перспективной.

**Единицы физических величин и их размерности**  
**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·°С)
Теплогенерация	ватт/метр <sup>3</sup>	Вт/м <sup>3</sup>	$2,39 \cdot 10^{-7}$ кал/(см <sup>3</sup> ·с)
Сила тока	ампер	А	$10^{-1}$ ед. СГСМ
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 $\sigma$	$10^{-11}$ СГСМ
Магнитный поток	вебер	Вб=В·с	$10^8$ Максвелл (Мкс)
Индукция магнитного поля (плотность магн. поля)	тесла	Тл=Вб/м <sup>2</sup>	$10^4$ Гаусс (Гс)
Дробная единица для поля В	наноТесла	нТл	$1\gamma=10^{-5}$ Гс
Намагничивающееся поле (поле H)	ампер/метр	А/м	$4\pi \cdot 10^{-3}$ эрстед (Э)
Индуктивность	генри	Гн=Вб/А	$10^9$ СГСМ
Магнитная проницаемость	генри/метр	$\mu_0=4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м	1 (для вакуума)
Магнитная восприимчивость	безразмерная	$\mu$	$4\pi$ СГСМ
Напряженность магнитного поля	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

## Перевод внесистемных единиц в единицы СИ

Величина	Единица	Перевод единицы в СИ
Длина	ангстрем (Å)	$1 \cdot 10^{-10}$ м
	дюйм	$2,54 \cdot 10^{-2}$ м
	фут	0,305 м
	стадия	178,6 м
	миля	$1,61 \cdot 10^3$ м
	морская миля	$1,85 \cdot 10^3$ м
	астрономическая ед. длины (а.е.)	$1,496 \cdot 10^{11}$ м
Объем	литр (л)	$1 \cdot 10^{-3}$ м <sup>3</sup>
Масса	атомная ед. массы (а.е.м.)	$1,66057 \cdot 10^{-27}$ кг
Давление	атмосфера (атм.)	$1,01325 \cdot 10^5$ Па
	мм ртутного столба (мм рт.ст.)	$1,03322 \cdot 10^2$ Па
	бар	$1 \cdot 10^5$ Па
	760 мм рт.ст.	$1,01325 \cdot 10^5$ Па
Мощность	лошадиная сила (л.с.)	736 Вт
Количество теплоты	калория (кал)	4,1868 Дж
Энергия ядерных частиц	электронвольт (эВ)	$1,60219 \cdot 10^{-19}$ Дж

## Приставки и множители для образования десятичных кратных и дольных единиц

Наименование	Множитель	Обозначение		Примеры		
		русское	международное			
Экса	$10^{18}$	Э	E	эксабеккерель	ЭБк	Ebq
Пета	$10^{15}$	П	P	петагерц	ПГц	PHz
Тера	$10^{12}$	Т	T	тераджоуль	ТДж	TJ
Гига	$10^9$	Г	G	гиганьютон	ГН	GN
Мега	$10^6$	М	M	мегаом	МОм	MΩ
Кило	$10^3$	к	k	килоггаусс	кГс	kGs
Гекто	$10^2$	г	h	гектоватт	гВт	hW
Дека	10	да	da	декалитр	дал	dal
Деци	$10^{-1}$	д	d	дециметр	дм	dm
Санتي	$10^{-2}$	с	c	сантипуаз	сП	cP
Милли	$10^{-3}$	м	m	миллиампер	мА	mA
Микро	$10^{-6}$	мк	μ	микровольт	мкВ	μV
Нано	$10^{-9}$	н	n	наносекунда	нс	ns
Пико	$10^{-12}$	п	p	пикофарада	пФ	pF
Фемто	$10^{-15}$	ф	f	фемтограмм	фг	fg
Атто	$10^{-18}$	а	a	аттокулон	аКл	aC

## Численные значения некоторых параметров, представляющих интерес для геологии и геофизики

### Физические постоянные

Скорость света	$2,997925 \cdot 10^{10}$ см/с = $2,998 \cdot 10^8$ м/с
Заряд электрона	$1,6021 \cdot 10^{20}$ СГС = $1,6021 \cdot 10^{-19}$ Кл
Масса покоя электрона	$9,109 \cdot 10^{-28}$ г = $9,109 \cdot 10^{-31}$ кг
Масса протона	$1,672 \cdot 10^{-24}$ г = $1,672 \cdot 10^{-27}$ кг
Масса атома водорода	$6,673 \cdot 10^{-24}$ г = $1,673 \cdot 10^{-27}$ кг
Гравитационная постоянная	$6,670 \cdot 10^{-8}$ см <sup>3</sup> /(г·с <sup>2</sup> ) (дин·см <sup>2</sup> /г <sup>2</sup> ) = = $6,670 \cdot 10^{-11}$ м <sup>3</sup> /(кг·с <sup>2</sup> ) (Н·м <sup>2</sup> /кг <sup>2</sup> )

### Параметры Земли

Экваториальный радиус	$\alpha = 6378,16$ км
Полярный радиус	$c = 6356,18$ км
Объем	$V = 1,083 \cdot 10^{21}$ м <sup>3</sup>
Радиус равновеликого шара	$a = 6371$ км
Сжатие Земли	$\varepsilon = (\alpha - c)/\alpha = 1/298,25 = 3,3529 \cdot 10^{-3}$
Площадь поверхности	$S = 5,10 \cdot 10^{14}$ м <sup>2</sup>
Площадь океанов (71 % S)	$S_{ок} = 3,61 \cdot 10^{14}$ м <sup>2</sup>
Площадь континентов (29 % S)	$S_{конт} = 1,49 \cdot 10^{14}$ м <sup>2</sup>
Средняя высота суши	840 м
Средняя глубина океанов	3800 м
Масса Земли	$M = 5,976 \cdot 10^{24}$ кг
Средняя плотность	$\sigma = 5,517$ г/см <sup>3</sup>
Ускорение силы тяжести на экваторе	$g_e = 9,78032$ м/с <sup>2</sup>
Отношение центробежной силы к ускорению силы тяжести на экваторе	$\omega^2 \alpha / g_e = 3,4678 \cdot 10^{-3}$
Солнечные сутки	86400 с
Звездные сутки	86164 с
Угловая скорость	$\omega = 7,29211(6) \cdot 10^{-5}$ с <sup>-1</sup>
Средний радиус орбиты	$1,4960 \cdot 10^8$ км = 1 а. е.
Скорость движения по орбите	29,77 км/с
Отношение массы Солнца к массе Земли	$3,329 \cdot 10^5$
Среднее расстояние от Земли до Луны	$3,844 \cdot 10^5$ км
Отношение массы Земли к массе Луны	81,303

Масса атмосферы	$5,1 \cdot 10^{18}$ кг
Масса океанов	$1,4 \cdot 10^{21}$ кг
Масса земной коры	$2,4 \cdot 10^{22}$ кг
Масса мантии	$4,0 \cdot 10^{24}$ кг
Масса ядра	$1,95 \cdot 10^{24}$ кг
Магнитный дипольный момент Земли	(2000 г.) $7,79 \cdot 10^{15}$ Тл·м <sup>3</sup> = $7,79 \cdot 10^{22}$ А·м <sup>2</sup>
Угол магнитного эксцентричного диполя с осью вращения Земли	(2003 г.) $10,5^\circ$
Геомагнитное поле (тах значение на поверхности)	69 мкТл = 69000 нТл
Средний тепловой поток	81 мВт/м <sup>2</sup>
Полный геотермический поток	$1,0 \cdot 10^{28}$ эрг/год = 63 эрг/(см <sup>2</sup> ·с) = = 1,5 мкал/(см <sup>2</sup> ·с)

### *Энергетические характеристики Земли*

Гравитационная энергия Земли	$2,5 \cdot 10^{32}$ Дж
Энергия вращения Земли	$2,1 \cdot 10^{29}$ Дж
Мощность теплового потока Земли:	
через земную поверхность	$(3 \div 4) \cdot 10^{13}$ Вт
через раздел Мохоровичича	$2,4 \cdot 10^{13}$ Вт
через границу ядро - мантия	$(0,4 \div 1,6) \cdot 10^{13}$ Вт
Мощность приливного воздействия Луны	$10^{13}$ Вт

### *Энергетические характеристики земных процессов*

Землетрясения ( $M = 4,0 \div 8,5$ )	$6,3 \cdot 10^{10} \div 3,6 \cdot 10^{17}$ Дж
Вулканические извержения	$10^{15} \div 10^{18}$ Дж
Обрушения склонов, лавины	$10^6 \div 10^{10}$ Дж
Обрушения при карстообразовании	$10^8 \div 10^{10}$ Дж
Смерчи, торнадо, ураганы и т. д.	$10^7 \div 10^{17}$ Дж
Средняя мощность циклонических процессов в атмосфере	$10^9$ Вт

### *Энергетические характеристики источников техногенного происхождения*

Энергия, потребляемая человечеством за сутки	$10^{18}$ Дж
Запас энергии крупных гидроузлов	$10^{15}$ Дж
Обрушения выработанных пространств	до $10^6$ Дж
Ядерные взрывы	$10^{12} \div 2,4 \cdot 10^{17}$ Дж

## Геохронологическая шкала (2000 г.)

Эон	Эра	Период	Эпоха	Возраст, млн лет	
Фанерозойский	Кайнозойская	Антропогенный (четвертичный)	Голоцен Плейстоцен Эоплейстоцен	2,0	
		Неогеновый	Плиоцен Миоцен	24,0	
		Палеогеновый	Олигоцен Эоцен Палеоцен	64,0	
	Мезозойская	Меловой Лилловой	Поздняя Ранняя	144	
		Юрский	Поздняя Средняя Ранняя	213	
		Триасовый	Поздняя Средняя Ранняя	248	
	Палеозойская	Пермский	Поздняя Ранняя	286	
		Каменноугольный	Поздняя Средняя Ранняя	360	
		Девонский	Поздняя Средняя Ранняя	408	
		Силурийский	Поздняя Ранняя	438	
		Ордовикский	Поздняя Средняя Ранняя	505	
		Кембрийский	Поздняя Средняя Ранняя	570	
	Протозойский	Поздний	Вендский	Поздняя Ранняя	650
			Рифейский	Поздняя Средняя Ранняя	1650
Ранний		Карелий	Поздняя Ранняя	2500	
Архейский	Поздний			3150	
	Ранний			3700	
Катархейский				4600	

## Шкалы интенсивности землетрясений

Магнитуда по Рихтеру	Основные признаки землетрясений	Шкалы бальности		
		Международная (MSK-64)	Японская 1950	Росси-Голицына
1,6-2,2	Регистрируется только сейсмическими приборами	1		1
2,2-2,8	Ощущается отдельными людьми, находящимися в состоянии полного покоя	2	1	2
2,8-3,4	Ощущается лишь небольшой частью населения	3	2	3
3,4-4,0	Ощущается многими, заметны колебания всяких предметов, дребезжание посуды и оконных стекол	4		4
4,0-4,6	Ощущается практически всеми, спящие пробуждаются, общее сотрясение зданий, колебание мебели, трещины в штукатурке и оконных стеклах	5	3	5-6
4,6-5,2	Общий испуг, многие выбегают из зданий, откальваются куски штукатурки, легкое повреждение зданий	6	4	7
5,2-5,8	Паника, все выбегают из зданий, на улице теряют равновесие, трещины в стенах каменных домов и повреждение зданий, отдельные лица получают ранения	7	4	8
5,8-6,4	Сквозные трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб, трещины на почве, много раненых, отдельные жертвы	8	5	9
6,4-7,0	Сильные повреждения каменных домов, отдельные здания разрушены до основания, число жертв возрастает	9		
7,0-7,6	Крупные трещины в почве, оползни и обвалы, искривление рельсов, разрушение каменных построек, много убитых и раненых	10	6	
7,6-8,2	Многочисленные оползни и обвалы, широкие трещины в земле, каменные здания совершенно разрушены, многочисленные жертвы	11		10
8,2-8,8	Катастрофические разрушения и жертвы, ни одно сооружение не выдерживает, изменения в почве достигают огромных размеров, наводнения, отклонение течения рек, крупные нарушения рельефа	12	7	

**Параметры модели Земли Буллена и Хэддона  
с учетом поправок за жесткость внутреннего ядра**

Глубина, км	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Давление, 10 <sup>12</sup> дин/см <sup>2</sup>	Ускорение силы тяжести, см/с <sup>2</sup>	Модуль всестороннего сжатия, 10 <sup>12</sup> дин/см <sup>2</sup>	Модуль сдвига, 10 <sup>12</sup> дин/см <sup>2</sup>
0	2,840	0,000	982,2	0,650	0,358
15	2,840	0,004	983,2	0,650	0,358
15	3,313	0,004	983,2	1,017	0,709
60	3,332	0,019	984,7	1,093	0,713
60	3,332	0,019	984,7	1,144	0,675
100	3,348	0,032	986,1	1,213	0,678
200	3,387	0,065	989,6	1,394	0,686
300	3,424	0,099	993,4	1,599	0,693
350	3,441	0,116	995,5	1,706	0,697
350	3,700	0,116	995,5	1,834	0,749
400	3,775	0,135	996,4	1,886	0,840
413	3,795	0,140	996,6	1,900	0,865
500	3,925	0,174	997,5	2,267	1,041
600	4,075	0,213	998,6	2,581	1,270
650	4,150	0,234	998,7	2,698	1,396
650	4,200	0,234	998,7	2,665	1,462
800	4,380	0,298	997,8	3,100	1,656
984	5,529	0,380	996,0	3,471	1,827
1000	4,538	0,387	995,8	3,490	1,837
1200	4,655	0,478	994,3	3,756	1,967
1400	4,768	0,572	993,7	4,069	2,090
1600	4,877	0,668	994,5	4,387	2,209
1800	4,983	0,776	997,1	4,725	2,324
2000	5,087	0,867	1002,1	5,074	2,439
2200	5,188	0,970	1010,2	5,407	2,555
2400	5,288	1,076	1022,3	5,741	2,678
2600	5,387	1,187	1039,3	6,073	2,804
2800	5,487	1,301	1062,6	6,294	2,934
2878	5,527	1,347	1073,8	6,349	2,954
2878	9,927	1,347	1073,8	6,522	0,000
3000	10,121	1,476	1046,7	6,883	0,000
3200	10,421	1,686	999,6	7,522	0,000
3400	10,697	1,892	949,5	8,266	0,000
3600	10,948	2,092	896,7	8,984	0,000
3800	11,176	2,284	841,4	9,680	0,000
4000	11,383	2,467	783,9	10,340	0,000
4200	11,570	2,640	724,4	10,956	0,000
4400	11,737	2,802	663,0	11,521	0,000
4600	11,887	2,951	600,0	12,115	0,000
4800	12,017	3,087	535,6	12,710	0,000
4982	12,121	3,198	475,9	13,282	0,000
5000	12,130	3,208	469,9	12,949	0,000
5121	12,197	3,275	429,6	10,842	0,000
5121	12,197	3,275	429,6	13,627	1,20
5200	12,229	3,315	403,1	13,724	1,22
5400	12,301	3,405	335,4	13,882	1,25
5600	12,360	3,480	267,1	14,006	1,28
5800	12,405	3,537	198,2	14,113	1,30
6000	12,437	3,579	129,0	14,117	1,32
6200	12,455	3,602	59,5	14,221	1,33
6371	12,460	3,608	0,0	14,244	1,33



## РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Ю. Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
- Адушкин В. В., Зецер Ю. И.* Перераспределение энергии во внутренних и внешних геосферах при высокоэнергетических воздействиях (геофизика сильных возмущений) // *Динамические процессы в геосферах: геофизика сильных возмущений.* М.: Наука, 1994. С. 10-18.
- Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология: Теория и методы. В 2-х томах: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 880 с.
- Арабаджи М. С., Мильничук В. С.* Тайны земных глубин. М.: Недра, 1983. 136 с.
- Буллен К. Е.* Плотность Земли: Пер. с англ. М.: Мир, 1978. 442 с.
- Вакье В.* Геомagnetизм в морской геологии: Пер. с англ. Л.: Недра, 1976. 192 с.
- Веселов К. Е., Сагитов М. У.* Гравиметрическая разведка. М.: Недра, 1968. 512 с.
- Войткевич Г. В.* Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1979. 135 с.
- Глубинное строение и геодинамика литосферы* / Под ред. А. А. Смыслова. Л.: Недра, 1983. 276 с.
- Джоплин Дж. А., Ричардс Дж. Р., Джоплин К. А.* Определение возраста пород: Пер. с англ. М.: Мир, 1976. 152 с.
- Жарков В. И.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 410 с.
- Загружина И. А.* Практическая геохронометрия. М.: Наука, 1991. 232 с.
- Земля.* Введение в общую геологию / Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс, К. Вархафтиг и др. В 2-х томах. М.: Мир, 1974. 845 с.
- Касахара К.* Механика землетрясений: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 264 с.
- Кауфман А. А.* Введение в теорию геофизических методов. Ч. 1. Гравитационные, электрические и магнитные поля. М.: Недра, 1997. 520 с.
- Кири П., Брукс М.* Введение в геофизическую разведку: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 382 с.
- Комплексные исследования по физике Земли.* М.: Наука, 1989. 290 с.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.
- Логачев А. А., Захаров В. П.* Магниторазведка. Л.: Недра, 1979. 351 с.
- Магнитное поле океана* / И. И. Беляев, Г. М. Валяшко, А. Н. Иваненко и др. М.: Наука, 1993. 300 с.
- Маловичко А. К., Костицын В. И.* Гравиразведка. М.: Недра, 1992. 357 с.
- Маслов Л. А.* Геодинамика Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1991. 86 с.
- Мози К.* Предсказание землетрясений: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 382 с.
- Моисеенко У. И., Смыслов А. А.* Температура земных недр. Л.: Недра, 1986. 180 с.
- Орленок В. В.* Физика и динамика внешних геосфер. М.: Недра, 1985. 183 с.
- Паркинсон У.* Введение в геомагнетизм: Пер. с англ. М.: Мир, 1986. 528 с.
- Поляк Б. Г.* Гелий и тепло Земли – общая судьба // *Природа.* 1990. № 9. С. 20-29.

- Почтарев В. И.* Земля – большой магнит. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 160 с.
- Пузырев Н. Н.* Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 301 с.
- Рингвуд А. Е.* Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
- Росси Б.* Космические лучи: Пер. с англ. М.: Атомиздат, 1966. 236 с.
- Сена Л. А.* Единицы физических величин и их размерности. М.: Наука, 1977. 336 с.
- Серкерев С. А.* Теория гравитационного и магнитного потенциалов. М.: Недра, 1990. 304 с.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991. 446 с.
- Справочник по изотопной геохимии / Э. В. Собонович, Е. Н. Бартницкий, О. В. Цьонь, Л. В. Кононенко.* М.: Энергоиздат, 1982. 240 с.
- Стейси Ф.* Физика Земли: Пер. с англ. М.: Мир, 1972. 342 с.
- Суворов В. В.* Гравиразведка. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1995. 124 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 376 с.
- Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений: Информационно-аналитический бюллетень. Спец. выпуск. М., 1995. № 1.* 112 с.
- Цубои Т.* Гравитационное поле Земли: Пер. с яп. М.: Мир, 1982. 288 с.
- Шарма П.* Геофизические методы в региональной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 487 с.
- Шолло В. Н.* Структура Земли: упорядоченность или беспорядок? М.: Наука, 1986. 160 с.
- Яновский Б. М.* Земной магнетизм. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. 592 с.

## КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ



**Сергей Николаевич КАШУБИН** – доктор геолого-минералогических наук, начальник Главного управления природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Свердловской области, профессор кафедры нефти и газа УГГУ.

В 1978 г. окончил геофизический факультет Свердловского горного института. С 1978 по 1996 гг. работал в полевой партии Баженовской геофизической экспедиции; с 1996 по 2003 гг. – начальник геофизического отдела Уралгеолкома, начальник отдела региональной геологии и геофизики ДПР по Уральскому региону, начальник геологического отдела ГУПР МПР России по Свердловской области; с 1989 г. по совместительству преподает на

кафедре геофизики УГГУ.

Автор и соавтор более 15 производственных и тематических отчетов и свыше 150 научных публикаций. Специалист в области глубинных сейсмических исследований земной коры и верхней мантии.



**Владислав Борисович ВИНОГРАДОВ** – доцент кафедры геофизики УГГУ.

В 1976 г. окончил геофизический факультет Свердловского горного института. С 1983 г. работает на кафедре геофизики СГИ.

Автор и соавтор 30 опубликованных работ и 4 тематических отчетов.



**Алексей Васильевич КУЗИН** – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики УГГУ.

После окончания в 1978 г. геофизического факультета Свердловского горного института до 1982 г. работал в геофизическом отделе треста «УралТИСИЗ»; с 1982 по 1992 гг. – научным сотрудником в отраслевой лаборатории «Оценка меднорудной базы предприятий Урала» треста «Уралцветметразведка» при СГИ. С 1993 г. преподает на кафедре геофизики УГГУ.

Круг научных интересов: палеовулканические реконструкции в рудных районах, региональное геологическое строение, реологические свойства горных пород. Автор и соавтор 40 научных публикаций и 8 тематических отчетов.



**Владимир Викторович Филатов** – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геофизики УГГУ, почетный работник высшей школы РФ (1997), заслуженный геолог РФ (2001), лауреат Премии им. О. Е. Клера (2004).

В 1971 г. окончил геофизический факультет Свердловского горного института. С 1971 по 1973 гг. работал в Уральской комплексной каротажной экспедиции; с 1973 г. – преподает на кафедре геофизики УГГУ.

Круг научных интересов: теория интерпретации магнитных полей сильномагнитных объектов, тектонофизический анализ поля силы тяжести, история горного дела и горного образования на Урале. Автор и соавтор более 150 опубликованных работ, в том числе 16 монографий.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
Глава 1. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ И СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ .....	5
1.1. Форма, размеры и масса Земли .....	5
1.2. Земной магнетизм .....	8
1.3. Модели внутреннего строения Земли .....	11
Глава 2. ЗЕМЛЯ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ .....	20
2.1. Планеты Солнечной системы .....	21
2.2. Метеориты и состав планет земной группы .....	24
Глава 3. ГЕОХРОНОЛОГИЯ. ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ .....	25
3.1. Основы радиологического метода .....	27
3.2. Виды радиологического метода .....	30
3.3. Возраст Земли. Геохронологическая шкала .....	35
Глава 4. СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ .....	40
4.1. Сейсмические волны .....	41
4.2. Отражение и преломление сейсмических волн .....	45
4.3. Годограф .....	52
4.4. Сейсмический луч. Параметр сейсмического луча .....	55
4.5. Количественная характеристика землетрясений .....	59
4.6. Определение координат эпицентра землетрясения .....	65
4.7. Механика землетрясения. Теория упругой отдачи .....	69
4.8. Прогноз землетрясений .....	73
Глава 5. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ .....	81
5.1. Основные понятия .....	81
5.2. Зависимость силы тяжести от географической широты .....	82
5.3. Представление потенциала силы тяжести в виде ряда сферических функций .....	83
5.4. Нормальное поле и аномалии силы тяжести .....	84
5.5. Редукции .....	86
5.6. Поле силы тяжести Земли .....	88
5.7. Фигура Земли .....	90
5.8. Изостазия .....	91
5.9. Изменение силы тяжести во времени .....	92
Глава 6. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ. ....	94
6.1. Элементы магнитного поля .....	94
6.2. Характеристика магнитного поля Земли .....	95
6.3. Изменение магнитного поля Земли во времени .....	97
6.4. Магнитная картография .....	97
6.5. Аналитическое представление магнитного поля Земли .....	108
6.6. Происхождение геомагнитного поля .....	110
6.7. Палеомагнетизм .....	114
Глава 7. ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ .....	119
7.1. Космические лучи .....	119
7.2. Взаимодействие космических частиц с магнитным полем Земли .....	120
7.3. Взаимодействие космических частиц с атмосферой .....	122
7.4. Радиационные пояса Земли .....	124

7.5. Влияние Солнца на электромагнитные поля Земли . . . . .	125
7.6. Электромагнитные поля на поверхности Земли . . . . .	127
Глава 8. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ . . . . .	128
8.1. Количественная характеристика теплового поля . . . . .	128
8.2. Источники теплового поля . . . . .	132
8.3. Распределение температуры внутри Земли . . . . .	139
8.4. Температура ранней Земли . . . . .	145
8.5. Тепловая эволюция ранней литосферы Земли . . . . .	146
Глава 9. РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ . . . . .	148
9.1. Основные понятия реологии . . . . .	148
9.2. Реологические модели . . . . .	149
9.3. Реология Земли и ее оболочек . . . . .	151
9.4. Реологические свойства горных пород при различных температурах и давлениях . . . . .	152
9.5. Реоморфизм горных пород, механизмы реализации пластических деформаций . . . . .	154
9.6. Формы геологических структур реологической природы . . . . .	155
Глава 10. ФИЗИКА ЗЕМЛИ И ПЛАНЕТАРНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ . . . . .	158
10.1. Этапы геологического развития Земли . . . . .	158
10.2. Закономерности образования эндогенных месторож- дений в истории геологического развития Земли . . . . .	160
10.3. Влияние космических факторов на смену тектоно- магматических режимов планеты . . . . .	161
10.4. Учение В. И. Вернадского в биосфере и ноосфере . . . . .	164
Глава 11. НЕКОТОРЫЕ ГИПОТЕЗЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ . . . . .	167
11.1. Гипотеза контракции . . . . .	167
11.2. Гипотеза конвективного движения вещества в ядре и мантии Земли . . . . .	168
11.3. Гипотеза гидридного ядра . . . . .	169
11.4. Гипотезы мобилизма . . . . .	171
11.5. Гипотеза пульсационного расширения Земли . . . . .	175
Приложение 1. Единицы физических величин и их размерности. Перевод единиц системы СИ в систему СГС или СГСМ . . . . .	177
Приложение 2. Численные значения некоторых параметров, представляющих интерес для геологии и геофизики . . . . .	179
Приложение 3. Геохронологическая шкала . . . . .	181
Приложение 4. Шкалы интенсивности землетрясений . . . . .	182
Приложение 5. Параметры модели Земли К. Буллена и Хэддона с учетом поправок за жесткость внутреннего ядра . . . . .	183
Рекомендуемая литература . . . . .	184
Краткие сведения об авторах . . . . .	186

Заявки на книгу направлять по адресу:  
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30  
Уральский государственный горный университет  
Издательство УГГУ

Кашубин Сергей Николаевич  
Виноградов Владислав Борисович  
Кузин Алексей Васильевич  
Филатов Владимир Викторович

## ФИЗИКА ЗЕМЛИ

*Учебное пособие*

Под редакцией профессора В. В. Филатова

2-е издание, исправленное и переработанное

Редактор *Л. В. Устьянцева*  
Компьютерная верстка *Н. Л. Кузиной*

Подписано в печать 20.12.2004. Бумага писчая. Формат 60 × 84 1/16.  
Печать на ризографе. Печ. л. 11,75. Уч.-изд. л. 15,5. Тираж 300. Заказ 185

Издательство УГГУ  
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30, УГГУ

05-27747

74772-29



351



2005175747