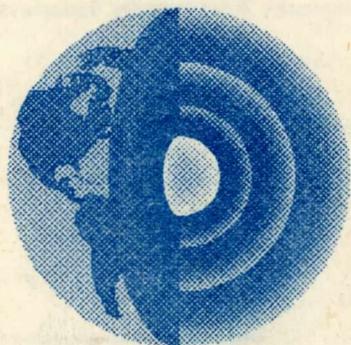


*Российская Академия Наук*



Н.В.Шаров

ФИЗИКА  
**ЗЕМЛИ**

Апатиты  
1997



*Российская Академия Наук*

**КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

**Комитет Российской Федерации по рыболовству**

**Мурманский государственный технический университет**

---

**Н.В. Шаров**

---

# ФИЗИКА ЗЕМЛИ

---

---

*Утверждено Ученым советом университета*

*в качестве учебного пособия по дисциплине "Физика Земли"*

*направления 553200 "Геология и разведка полезных ископаемых"*

*и Ученым советом ГИ КНЦ РАН*

**Апатиты**

**1997**

Печатается по постановлению  
Президиума Кольского научного центра Российской академии наук

УДК 550.3

Шаров Н.В. Физика Земли: Учебное пособие. Апатиты. Изд. КНЦ  
РАН. 1997. 71 с.

В книге изложены основы современных данных о глубинном строении Земли. Приведены сведения о строении, составе и естественных физических полях Земли.

Пособие написано для студентов, специализирующихся в области геологии и геофизики, которым необходимы общие сведения по физике Земли. Исходя из этого, математические выкладки опущены и приведены только необходимые формулы.

Список лит. - 13 назв., табл. 4.

**Рецензенты:**

член-корр. РАН, профессор Ф.П. Митрофанов -  
заведующий кафедрой геологии и полезных  
ископаемых ЕТФ МГТУ;

д.ф.-м.н., профессор В.К. Хмелевской - заведующий  
кафедрой геофизики Геологического факультета МГУ.

© Шаров Н.В., 1997.

© Кольский научный центр  
Российской академии наук, 1997.



*Russian Academy of Sciences*

**KOLA SCIENCE CENTRE  
GEOLOGICAL INSTITUTE**

**Sharov N.V.**

---

# PHYSICS OF THE EARTH

---

**Apatity  
1997**

Published by decision of the Presidium of the Kola Science Centre  
Russian Academy of Sciences

Sharov N.V. Physics of the Earth. 1997. 71 p.



The book contains the basics of our understanding of Earth's deep structure. Information about the structure, composition and natural physical fields of the Earth is discussed.

The book is designed as an educational aid for students who study geology and geophysics and need to know the essentials of Earth's physics. For this reason, mathematic calculations are omitted and only the necessary formulae are given.

---

## PHYSICS OF THE EARTH

---

© Kola Science Centre  
Russian Academy of Sciences, 1997.

*Велико есть дело достигать во глубину  
земную разумом, когда рукам и оку  
достягнуть возбраняет натура;  
странствовать размышлениями в  
преисподней, проникать рассуждением  
сквозь тесные расселины, и вечною  
ночью помраченные вещи и деяния  
выводить на солнечную ясность.*

М. Ломоносов

“О слоях земных”

1757-1759

## **ВВЕДЕНИЕ**

Физика Земли, геофизика - комплекс наук о Земле, ее внутреннем строении, физических свойствах и физических процессах, происходящих в ее “твердых” оболочках, а также гидросфере и атмосфере.

Физика Земли в зависимости от характера изучаемого физического поля и объекта исследования включает разделы: земной магнетизм, гравиметрию, сейсмологию, геотермику, геоэлектрику, гидрофизику, физику атмосферы, разведочную и промысловую геофизику и др.

Важнейшей чертой геофизики - науки, использующей физические методы для изучения Земли, - является то, что по необходимости большой объем работы приходится на теоретические методы, так как непосредственное проникновение в недра Земли невозможно.

Нельзя, конечно, думать, что геофизика - чисто теоретическая наука. Нет, геофизика как отрасль естествознания основана на экспериментальных геофизических данных, но все эти данные всегда косвенные. Только теоретический анализ геофизических данных позволяет нам судить о тех или иных свойствах земных недр.

Развитие мировой цивилизации на данном этапе сопровождается интенсивным проникновением в космос, в глубины океана и в земную твердь. Однако это проникновение шло таким образом, что из трех областей наиболее близкая человеку - земные глубины - оказалась изученной в меньшей мере. Геологами и геофизиками на основе в общем-то ограниченной геофизической информации созданы различные модели внутреннего строения планеты.

Интерес к глубинам Земли - не простая любознательность. Неизведанные недра таят в себе разгадки истории Земли, процессов ее развития и особенностей рудообразования; в недрах таятся новые запасы и еще неизвестные нам источники минерального сырья и энергии. Земля - сложная геодинамическая система, в недрах и на поверхности которой в течение нескольких миллиардов лет протекают разнообразные экзогенные (приповерхностные) и эндогенные (глубинные) процессы формирования и разрушения горных пород. Эти процессы в определенных, особо благоприятных условиях сопровождаются формированием месторождений полезных ископаемых, прогнозирование, поиски и разведка которых составляют главную задачу прикладной геофизики и геологии. Результативность геологоразведочных работ на всех стадиях их проведения зависит от уровня геологических знаний о закономерностях размещения месторождений и процессов их образования. Все это требует углубленного изучения не только структуры и состава верхних, обнажающихся на поверхности слоев планеты, но и более глубоких горизонтов.

Более глубинные зоны уже недоступны непосредственному визуальному наблюдению. На помощь геологу в этом случае приходят геофизические методы, позволяющие по изменчивости физических полей и их характеристик судить о строении верхних слоев земной коры. Естественно, что к развитию современной геофизики привлекаются молодые специалисты по физике Земли и геологи. Для их подготовки и повышения квалификации требуются новые учебные пособия и монографии. Широкой популярностью среди читателей пользуются монографии ведущих геофизиков: В.А.Магницкого "Внутреннее строение и физика Земли", В.Н.Жаркова "Внутреннее строение Земли и планет", Б.Гутенберга "Физика земных недр", Ф.Стейси "Физика Земли", М.Ботта "Внутреннее строение Земли" и другие.

Данная книга резюмирует современные представления о недрах Земли, ее строении и протекающих в ней процессах. Эти представления основаны на синтезе известных и хорошо аргументированных положений с новыми открытиями. Книга написана для студентов-геологов, которым необходимы общие сведения по физике твердой Земли. Поэтому математические выкладки опущены и приведены только необходимые формулы.

# Глава 1. СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ

## 1.1. Форма, размеры, масса

*Земля* - третья планета Солнечной системы. Она вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите, большая полуось которой имеет длину  $149,6 \times 10^6$  км. Время, за которое Земля совершает полный оборот вокруг Солнца, называется *периодом обращения* и составляет примерно год ( $365,256$  суток или  $3.1558 \times 10^7$  с).

Кроме того Земля вращается вокруг своей оси с угловой скоростью  $7.29 \times 10^{-5}$  рад/с. Время, за которое она совершает полный оборот вокруг своей оси, называется *периодом вращения* и составляет примерно сутки ( $23,94$  часа или  $8,6189 \times 10^4$  с).

Вследствие вращения Земли ее фигура отклоняется от сферической формы и аналитически описывается *эллипсоидом вращения* (или *референц-эллипсоидом*). Референц-эллипсоид имеет экваториальный радиус  $6378$  км, полярный радиус  $6357$  км и сжатие  $3.35 \times 10^{-3}$ . Как самая грубая аппроксимация фигуры Земли принимается сфера с радиусом  $6371$  км.

Скорость вращения Земли не является постоянной величиной. Этим обусловлены периодические *колебания фигуры Земли*, амплитуда и частота которых зависят от вязкости ее различных оболочек, включая и внешние - атмосферу и гидросферу.

Например, короткопериодные колебания (суточные и сезонные) обусловлены температурными эффектами в атмосфере, а хорошо известные колебания гидросферы (приливы и отливы) связаны с притяжением ближней к Земле планеты - Луны.

Вязкость оболочек твердой Земли гораздо выше, чем у атмосферы и гидросферы. Поэтому амплитуды колебаний твердой Земли меньше, а периоды, наоборот, больше, чем у внешних оболочек. Различают колебания с периодом около  $430$  суток, обусловленные неравенством экваториальных моментов инерции вращающейся Земли (так называемые *чандлеровские колебания*), а также *собственные колебания* Земли с периодом около  $80$  лет, причина которых - автономное вращение ее ядра и мантии (см. п.1.2.4).

Кроме относительно короткопериодных, во вращении Земли существуют и *вековые колебания* с периодами десятки и сотни миллионов лет. Они связаны с астрономическими факторами, т.е. с медленными изменениями во взаимодействии планет Солнечной системы.

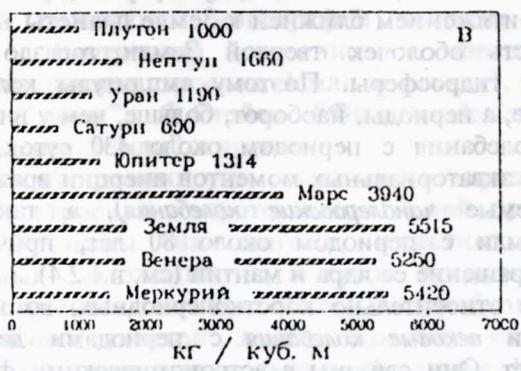
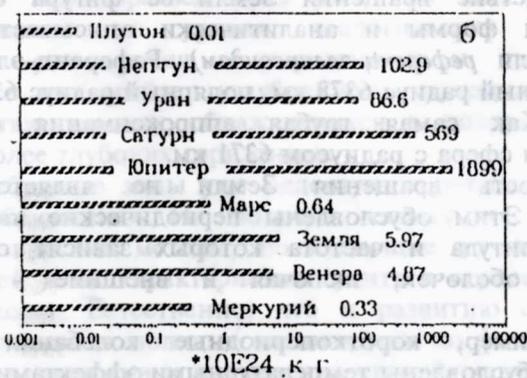
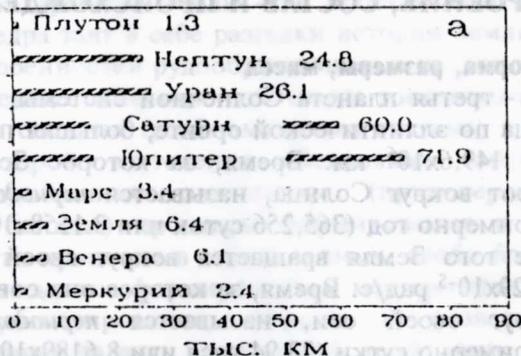


Рис.1.1. Радиусы (а), массы (б) и плотности (в) планет Солнечной системы.

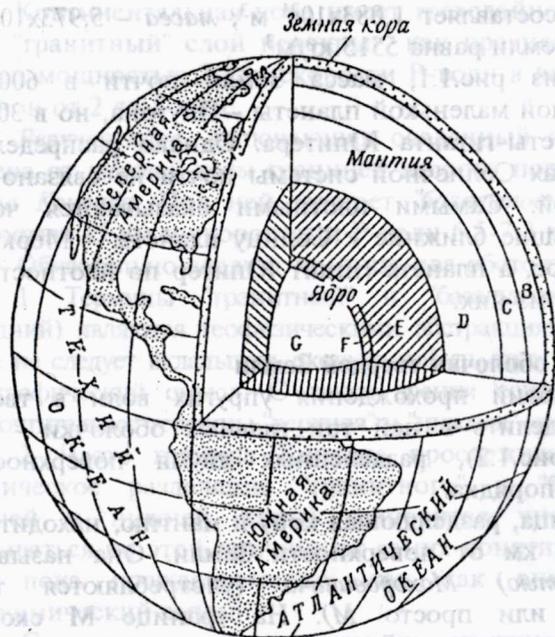


Рис.1.2. Оболочки твердой Земли.

Объем Земли составляет  $1,083 \times 10^{21}$  м<sup>3</sup>, масса -  $5,973 \times 10^{24}$  кг. Средняя плотность Земли равна 5515 кг/м<sup>3</sup>.

Как видно из рис.1.1, масса Земли почти в 600 раз превышает массу самой маленькой планеты - Плутона, но в 300 раз уступает массе планеты-гиганта Юпитера. Однако распределение плотностей в планетах Солнечной системы почти не связано с их размерами и массой. Самыми плотными оказываются четыре относительно небольшие ближние к Солнцу планеты - Меркурий, Венера, Земля и Марс, а планета-гигант Юпитер по плотности в 4 раза уступает каждой из них.

## 1.2. Основные оболочки твердой Земли

Изучение условий прохождения упругих волн в твердой Земле позволяет выделить в ней три главных оболочки - кору, мантию и ядро (рис.1.2), разделенных двумя поверхностями (границами) первого порядка.

Верхняя граница, разделяющая кору и мантию, находится на глубине от 5 до 50 км от поверхности Земли. Она называется границей (поверхностью) *Мохоровичича* (используются также обозначения *Мохо*, или просто *М*). На границе *М* скорость продольных упругих волн (*Р-волн*) скачком возрастает до постоянной величины примерно 8 км/с.

Нижняя граница на глубине 2885 км отделяет мантию Земли от ее ядра. Она называется границей *Гутенберга*. На этой границе перестают проследиваться поперечные упругие волны (*S-волны*), из чего следует, что по крайней мере внешняя часть ядра находится в жидком состоянии.

Рассмотрим подробнее строение трех основных оболочек твердой Земли.

**1.2.1. Земная кора.** Земная кора - это самый верхний слой Земли, отделенный от нижележащих оболочек границей *М*. Существует два основных типа коры - *континентальный* и *океанический*. Под континентами граница *М* залегает на глубинах от 30 до 50 км. Под океанами она обычно расположена от 5 до 7 км ниже океанского дна.

Главное отличие континентальной коры от океанической наличие в первой "гранитного" слоя со скоростями *Р-волн* 5,5- 6,5 км/с, имеющего мощность около 20 км.

Континентальная кора имеет трехслойное строение (рис.1.3, а). Ее "гранитный" слой перекрыт, как правило, слоем осадков со средней мощностью 3 км, скорости Р-волн в котором возрастают с глубиной от 2 до 5 км/с.

*Верхняя кора*, включающая осадочный и "гранитный" слои, отделена от *нижней коры* границей второго порядка, известной как *граница Конрада*. Под ней залегает "*базальтовый*" слой со средней мощностью 15 км и скоростями Р-волн 6.5-7,3 км/с.

Обязательно следует помнить два обстоятельства.

1. Термины "гранитный" и "базальтовый" слой (особенно последний) являются геофизическими абстракциями. В них ни в коем случае не следует вкладывать сколько-нибудь строгий геохимический или петрографический смысл. С точки зрения современной геодинамики предпочтительнее термины "верхняя" и "нижняя" кора.

2. Часто граница Конрада прослеживается неуверенно и сейсмическое разделение "гранитного" и "базальтового" слоев (верхней и нижней коры) становится чисто условным. Но отказываться по этой причине от самих понятий верхней и нижней коры пока преждевременно, так как они имеют большой геодинамический смысл.

Совершенно иначе, чем у континентальной, выглядит типичный разрез у океанической коры (см. рис.1.3, б). Ее верхний *слой 1* (для океанической коры принято цифро-буквенное обозначение слоев) представлен рыхлыми осадками. Он имеет среднюю мощность всего 0,5 км и низкие скорости Р-волн - 1,5-1,8 км/с.

*Слой 2* имеет среднюю мощность 1,7 км, скорость Р-волн в нем сильно дифференцирована и изменяется от 2,1 до 5,5 км/с. Слой 2 подразделяется на два подслоя: верхний *подслой 2А* представлен подушечными базальтовыми лавами, а нижний *подслой 2В* идентичными по химическому составу интрузивными аналогами - пластинчатыми долеритовыми дайками.

*Слой 3* имеет среднюю мощность около 4 км и скорость Р-волн 6,7 км/с. Он также подразделяется на две части: верхний *подслой 3А* представлен габбро, а нижний *подслой 3В* - серпентинизированными перидотитами.

Важнейшая особенность океанической коры - постоянство ее мощности в пределах всего Мирового океана. За исключением аномальных участков (гребней срединно-океанических хребтов, подводных гор и вулканических островов), мощность океанической коры повсюду равна 5-7 км.

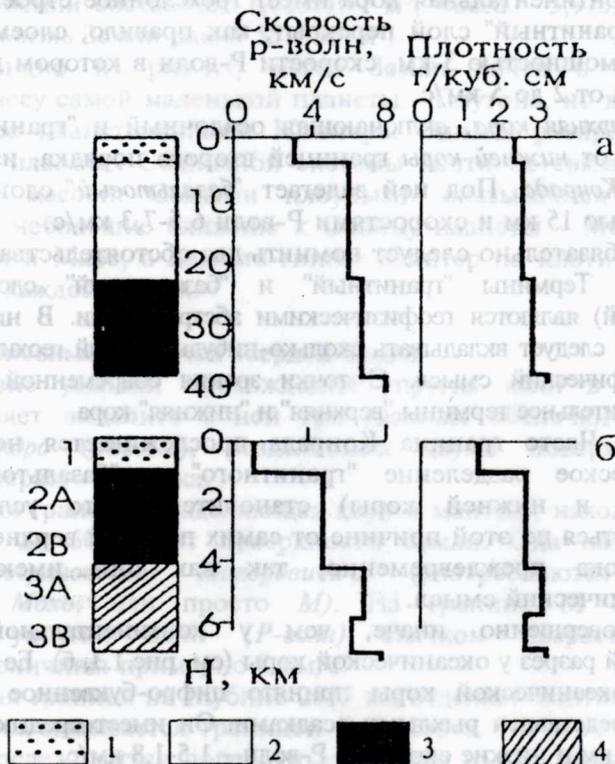


Рис.1.3. Колонки континентальной (а) и океанической (б) коры: 1 - осадки, 2 - "гранит", 3 - "базальт", 4 - "габбро-перидотит"

Между двумя крайними типами земной коры - континентальным и океаническим - существуют разнообразные переходы. Поэтому необходимо с осторожностью относиться к признакам, по которым проводится классификация коры. Например, мощность коры не является решающим аргументом при отнесении ее к континентальному или океаническому типам. На континентах есть участки, где мощность коры не превышает 20-25 км. В то же время в океанах под вулканическими грядами и островами мощность коры может достигать 25-30 км. Точно так же

не является решающим аргументом мощность осадочного слоя коры. На континентальных щитах осадочный покров может полностью отсутствовать, в то время как в периферийных частях океана, вблизи окраин континентов, его мощность иногда превышает 10 км.

Еще раз повторим, что главным и единственным признаком, по которому континентальная кора отличается от океанической, является присутствие в ней "гранитного" слоя.

Если "гранитный" слой в коре выражен слабо, скорости упругих волн в нем повышены, суммарная мощность коры уменьшена, а мощность осадочного слоя, наоборот, увеличена, то для обозначения такого промежуточного типа коры используют не слишком удачные, но распространенные термины *субконтинентальный* или *субокеанический*.

**1.2.2. Мантия.** Мантия захватывает область между поверхностью М и подошвой переходной зоны на границе внешнего ядра (оболочки D') (см. рис.1.2). Сама мантия разделяется на несколько оболочек.

Собственно *верхняя мантия* состоит из двух оболочек В и С переменной мощности. Эти оболочки исключительно важны для геодинамики, поэтому целесообразно характеризовать их именно геодинамическим языком.

Верхнемантийная оболочка В вместе с коровой оболочкой А представляет собой внешнюю жесткую оболочку Земли, называемую *литосферой*. Оболочка С, находящаяся непосредственно под литосферой, называется *астеносферой*.

Подошва астеносферы (и верхней мантии в целом) расположена на глубине 640 км. Имеются сейсмологические данные, что астеносфера подразделяется по крайней мере на два слоя с границей раздела на глубине около 400 км.

В астеносфере в целом скорости Р- и S-волн понижены, а в верхней ее части (до глубины 400 км) существуют даже обширные зоны, вообще не пропускающие S-волны. Последнее указывает на наличие в верхней астеносфере зон частичного плавления вещества.

Структура *нижней мантии* (оболочки D') гораздо проще верхней. Скорости упругих волн возрастают в ней относительно монотонно. Между нижней мантией и ядром имеется *переходной слой D'* толщиной около 100 км.

**1.2.3. Ядро.** Нижняя сейсмическая граница первого порядка, расположенная на глубине 2885 км, разделяет мантию и ядро Земли. Под ней до глубины 4590 км не прослеживаются S-волны. Эта оболочка Земли, находящаяся в жидком состоянии, называется *внешним ядром*, или *оболочкой E*.

Между внешним и внутренним ядром расположен *переходный слой F* толщиной около 550 км.

*Внутреннее ядро (оболочка G)* имеет радиус около 1200 км. В нем распространяются как P-, так и S-волны, хотя скорость последних невысока. Отсюда можно заключить, что внутреннее ядро является твердым телом, вещество которого находится в близком к плавлению состоянии.

**1.2.4. Массы основных оболочек Земли.** Земля представляет собой довольно сложную механическую систему. Вращающийся толстостенный шар (кора и мантия) имеет внутреннюю полость, заполненную тяжелой жидкостью (внешнее ядро). В этой полости плавает небольшое шарообразное твердое внутреннее ядро, размеры которого немногим меньше размеров Луны. Внутреннее ядро удерживается в центре системы силами тяготения, но может вращаться иначе чем мантия, что служит причиной собственных колебаний Земли (см. разд.1.1).

Рис.1.4 позволяет сравнить массы основных оболочек твердой Земли. Основная масса планеты (около 68 %) приходится на ее мантию. Оставшиеся 32 % общей массы Земли почти целиком приходятся на ядро (в основном - около 30 % - внешнее). На кору остается лишь всего около 0.9 % массы планеты.

**1.2.5. Изменение основных физических параметров в недрах Земли.** Сведения об изменении основных физических параметров в недрах Земли черпаются из двух основных источников: условия прохождения упругих волн и независимых термодинамических расчетов. Первые определяются экспериментально, а последние базируются на изначальных предположениях о химическом составе различных оболочек Земли (см. разд.1.3).

Сопоставление экспериментальных и теоретических данных позволяет получить наиболее совершенные и достоверные модели Земли.

На рис.1.5 приведены данные об изменениях плотности, температуры и давления в недрах Земли, базируются на наиболее современной ее модели.

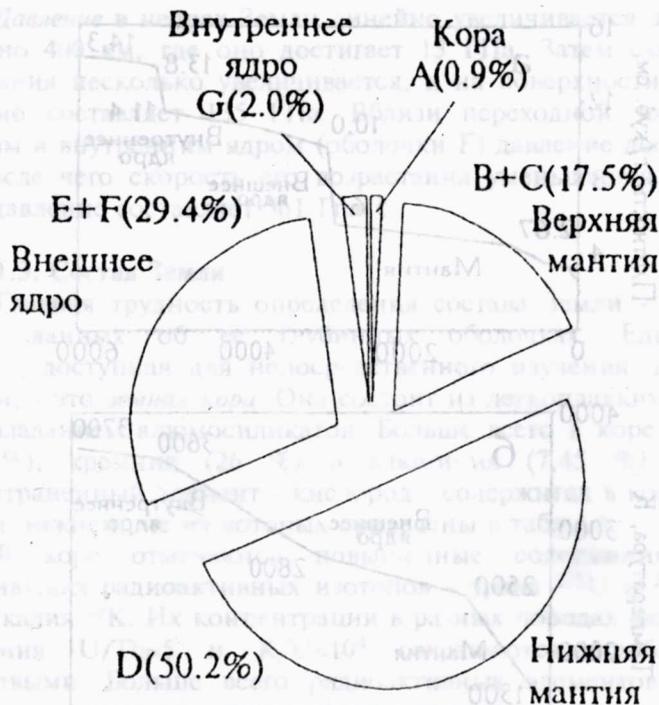


Рис. 1.4. Массы основных оболочек твердой Земли.

Плотность в земной коре принята равной  $2670 \text{ кг/м}^3$ . В верхней мантии она постепенно возрастает вследствие сжатия вещества. С глубины около 400 км плотность мантии возрастает более резко, после чего кривая вновь выполаживается и плотность продолжает медленно увеличиваться до границы мантия-внешнее ядро. На глубинах 2800-2900 км плотность скачком увеличивается почти вдвое: от  $5600 \text{ кг/м}^3$  на подошве мантии до  $10000 \text{ кг/м}^3$  на поверхности ядра. Во внешнем ядре плотность с глубиной вновь возрастает монотонно. На поверхности внутреннего ядра наблюдается еще один плотностной скачок, но менее интенсивный: от  $11400$  до  $13800 \text{ кг/м}^3$ . В центре Земли плотность вещества достигает  $14300 \text{ кг/м}^3$ .

Температура в недрах Земли увеличивается с глубиной примерно от  $1500 \text{ К}$  в верхней мантии до  $3700 \text{ К}$  в центре ядра. Увеличение температуры происходит по адиабатическому закону: оно зависит лишь от сжатия вещества под давлением при отсутствии теплообмена с окружающей средой.

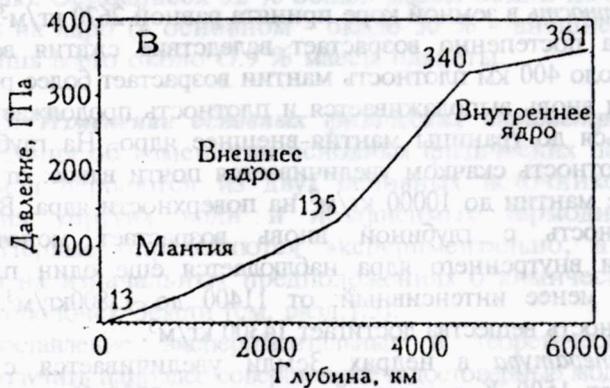
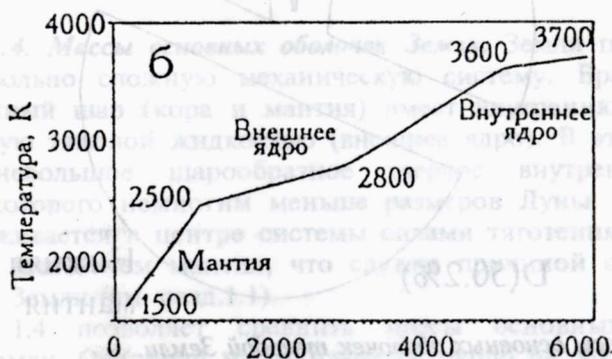
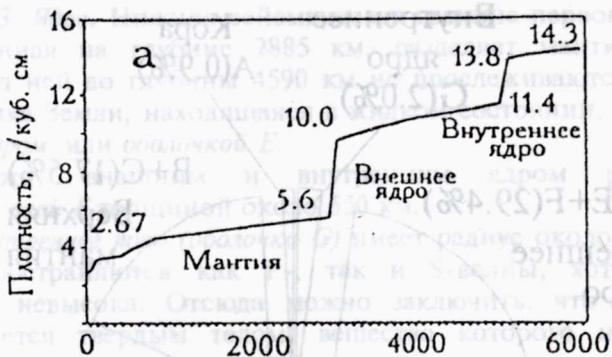


Рис. 1.5. Изменение основных физических параметров в недрах Земли: а - плотность, б - температура, в - давление.

Давление в недрах Земли линейно увеличивается до глубины примерно 400 км, где оно достигает 13 ГПа. Затем скорость его возрастания несколько увеличивается, и на поверхности внешнего ядра оно составляет 135 ГПа. Вблизи переходной зоны между внешним и внутренним ядром (оболочки F) давление достигает 340 ГПа, после чего скорость его возрастания уменьшается. В центре Земли давление составляет 361 ГПа.

### 1.3. Состав Земли

Главная трудность определения состава Земли - отсутствие прямых данных об ее глубинных оболочках. Единственная оболочка, доступная для непосредственного изучения, да и то не целиком, - это *земная кора*. Она состоит из легкоплавких силикатов с преобладанием алюмосиликатов. Больше всего в коре кислорода (43,13 %), кремния (26 %) и алюминия (7,45 %). Наиболее распространенный элемент - кислород - содержится в коре в форме окислов, важнейшие из которых приведены в табл.1.1.

В коре отмечаются повышенные содержания главных долгоживущих радиоактивных изотопов - урана  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$ , тория  $^{232}\text{Th}$  и калия  $^{40}\text{K}$ . Их концентрации в разных породах различны, но отношения  $\text{U}/\text{Th} \approx 5$  и  $\text{K}/\text{U} \approx 10^4$  сохраняются приблизительно одинаковыми. Больше всего радиоактивных элементов в кислых породах, а меньше всего - в ультраосновных. Например, концентрация урана в гранитах достигает  $3,5 \times 10^{-4}$  %, в осадочных породах -  $3,2 \times 10^{-4}$  %, в базальтах -  $5 \times 10^{-5}$  %, а в дунитах -  $3 \times 10^{-7}$  %. Таким образом, радиоактивные элементы сосредоточены преимущественно в "гранитном" слое континентальной коры ("зона изотопного обогащения").

Океаническая кора резко отличается от континентальной однородностью своего состава. Под тонким слоем осадков она представлена толеитовыми базальтами практически неизменного химического состава (см. табл.1.1) в любой точке Мирового океана. Можно говорить о постоянстве состава океанической коры так же, как мы говорим о постоянстве воды или атмосферы. Это - одна из *глобальных констант*, свидетельствующая вместе с постоянной мощностью океанической коры (п. 1.2.1), о едином механизме ее формирования.

Таблица 1.1.

Среднее содержание основных окислов в континентальной и океанической коре

Окислы	Содержание, %	
	в континентальной коре	в океанической коре
SiO <sub>2</sub>	61,9	49,4
TiO <sub>2</sub>	0,8	1,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	16,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,6	2,3
FeO	3,9	7,6
MnO	0,1	0,2
MgO	3,1	8,0
CaO	5,7	11,4
Na <sub>2</sub> O	3,1	2,7
K <sub>2</sub> O	2,9	0,2

Представления о составе мантии Земли основаны на изучении основных и ультраосновных изверженных горных породах, структура и особенности залегания которых в земной коре позволяют предполагать, что они попали в приповерхностные слои Земли с больших глубин. Но при этом всегда имеют в виду, что "первичный" состав мантийной породы неизбежно искажается в процессе прохождения ею толщи коры и литосферы. Поэтому допустимо экстраполировать на мантию химические особенности лишь тех приповерхностных пород, для которых есть хоть какая-то уверенность в сохранности "первичного" состава.

Для выяснения химизма глубоких недр Земли также привлекают данные по составу метеоритов и лабораторные данные по сжимаемости силикатов, металлов и их окислов при высоких температурах и давлениях.

Оба подхода к определению химизма мантии Земли - теоретический и экспериментальный - не оставляют сомнений в том, что она имеет ультраосновной состав. Наиболее популярные модели состава мантии - теоретическая Рингвуда и эмпирическая Дмитриева - приведены в табл.1.2. Существенным различием этих моделей является соотношение окислов Fe в мантии, менее существенными - содержания Ti, Mg и K. Модель Дмитриева, в которой состав мантии близок *лерцолиту*, видимо, более

совершенна, так как базируется на анализе большого объема каменного материала, собранного в океанских рифтовых зонах, где мантийные породы практически выходят на поверхность океанского дна.

Таблица 1.2.

Химический состав мантии Земли

Окислы	Содержание, %	
	теоретическая модель Рингвуда	эмпирическая модель 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	5,1
FeO	8,04	3,6
MnO	0,14	0,1
MgO	37,49	38,4
CaO	3,08	2,3
Na <sub>2</sub> O	0,57	0,3
K <sub>2</sub> O	0,13	0,1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,4
NiO	0,20	0,1

Содержания радиоактивных элементов в мантии еще более ничтожны, чем в океанической коре: в среднем около 10<sup>-8</sup> % U, 10<sup>-7</sup> % Th и 10<sup>-6</sup> % K.

Экстраполяция химического состава верхнемантийного вещества на всю мантию до глубины 2885 км основана на представлении о крупномасштабных конвективных процессах, интенсивно перемешивающих всю силикатную мантийную оболочку и делающих ее гомогенной. Из этих соображений ясно, что химический состав как верхней, так и нижней мантии примерно одинаков (рис. 1.6). Все границы раздела, выделяемые в мантийной оболочке Земли по сейсмическим данным (см. разд.1.2.), кроме, может быть, подошвы земной коры, связаны не с химическим расслоением мантии, а только с фазовыми переходами в ее однородном по составу веществе.

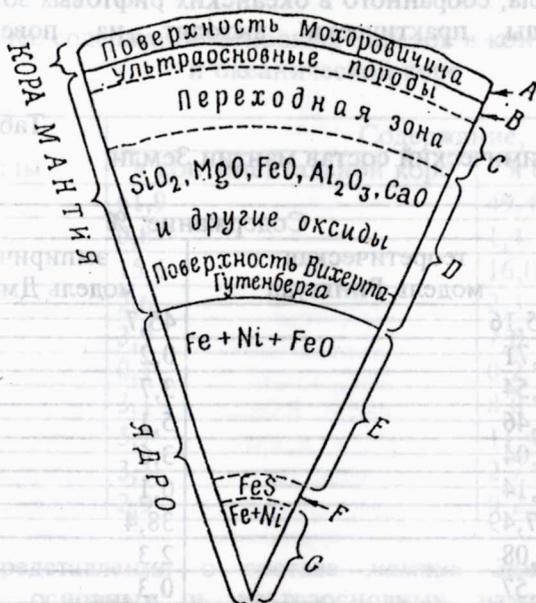


Рис.1.6. Химический состав геосфер.

В отношении состава ядра Земли ясности значительно меньше. Наиболее правдоподобна модель, по которой в ядре содержится не менее 80-90 % железа, а вероятной легкой добавкой к нему является кислород. Экстраполяция лабораторных данных о химизме железа и его окислов при высоких давлениях и температурах позволяет предполагать, что внешнее ядро Земли (оболочка E) состоит из окиси одновалентной фазы железа  $Fe_2O_3$ , а внутреннее (оболочка G) из металлического железа или сплава железа с никелем.

Таким образом, современные данные о составе нашей планеты соответствуют химически дифференцированному земному шару, разделенному на две главных оболочки: мощную твердую силикатноокисную мантию и преимущественно железное ядро. Земная кора представляет собой наиболее легкую внешнюю оболочку планеты, состоящую из алюмосиликатов и имеющую наиболее дифференцированный состав.

## 1.4. Происхождение Земли как планеты

Земля - одна из многих планет, поэтому вопрос о ее происхождении тесно связан с проблемами эволюции Вселенной, Галактики и Солнечной системы.

В настоящее время наиболее реальна гипотеза образования Вселенной в результате "*Большого взрыва*" около 20 млрд. лет назад. В результате "*Большого взрыва*" пространство заполнилось только излучением и стремительно расширяющимся веществом - протонами, электронами, ядрами гелия, нейтрино и некоторыми другими элементарными частицами. Все более тяжелые элементы в те далекие времена еще не успели образоваться.

Только после возникновения первых протогалактик, состоявших из массивных, но примитивных водородно-гелиевых *протозвезд*, в их недрах за счет ядерного "горения" постепенно и последовательно стали формироваться все более тяжелые элементы вплоть до железа включительно.

Крупные протозвезды неустойчивы и заканчивают свою эволюцию гигантскими взрывами. За время существования Вселенной сменилось уже несколько поколений звезд, рассеявших свое вещество по межзвездному пространству. При этом исходным материалом для формирования каждой новой генерации звезд служило вещество, сброшенное их предыдущим поколением. Последний из этих взрывов, произошедший около 5 млрд. лет назад, послужил непосредственным толчком к началу формирования из межзвездного облака нашей *Солнечной системы*.

Первой стадией этого процесса являлось существование холодного, слегка вращавшегося *протосолнечного газово-пылевого облака* с чрезвычайно низкой плотностью порядка  $10^{-21}$  -  $10^{-20}$  кг/м<sup>3</sup>. Это облако имело солнечный (или космический) состав: на каждые  $10^5$  атомов H в нем приходилось  $10^4$  атомов He,  $10^2$  O, 60 C, по 20 N и Ne, по 10 Si, Mg и Fe, около 5 атомов S, по одному атому Ca, Ag и Al, и около одного на все остальные элементы. Обнаружение в современной Солнечной системе аномальных содержаний ряда изотопов указывает на "загрязнение" протосолнечного облака веществом от взрыва недалекой звезды. Именно этот взрыв инициировал дальнейшую эволюцию Солнечной системы.

Второй стадией процесса стало гравитационное сжатие (*коллапс*) облака с образованием в его центре Солнца. В него вошло около 95 % массы протосолнечного вещества, а оставшееся вещество (около 5 % массы Солнца) расплылось в объеме современной Солнечной системы. Так сформировалось уплотненное

дискообразное газово-пылевое *протопланетное* облако, содержащее твердых частиц около 1 % от своей массы.

Постепенно твердые частицы отделились от газа и под действием силы тяжести осели на экваториальную плоскость облака, образовав на ней уплотненный пылевой слой. Корпускулярное излучение Солнца (*"солнечный ветер"*) создало радиальную химическую неоднородность пылевого слоя. В результате еще до начала формирования планет исходное протопланетное облако оказалось существенно дифференцированным. Этим объясняется явная зависимость плотности планет от их расстояния до Солнца (см.рис.1.1). Со временем пылевой слой, оказавшийся гравитационно неустойчивым из-за повышенной плотности, распался на отдельные сгущения вблизи орбит будущих планет Солнечной системы.

Дальнейший процесс аккумуляции планет заключался в столкновении и объединении большого числа допланетных тел - *планетезималей*. Какие-то тела в своем росте опережали остальные и превращались в "зародыши" планет. Планетезимали, падавшие на растущие планеты, с одной стороны, давали им вращательный момент, убыстряя или замедляя вращение и создавая наклоны осей вращения, а с другой стороны - разогревали планеты.

При расчете начальной температуры образовавшейся Земли оказывается, что основной вклад в ее разогрев вносила диссипация энергии наиболее крупных из падавших на Землю планетезималей. Происходило сжатие вещества под давлением прибавлявшихся сверху слоев, шло выделение радиоактивного тепла и нагревание поверхности планеты ударами малых тел. В сумме эти процессы дали Земле начальную температуру от 900 K в центре до 300 K на поверхности.

Следовательно, недра Земли на этапе ее формирования как планеты были не очень горячими, далекими от температуры плавления и более холодными, чем в настоящее время (см. п.1.2.5). Энергии ударов планетезималей было достаточно и для более сильного нагрева, но уже на ранних этапах геологической истории Земли началось перемешивание ее *конвективными течениями*. Конвекция, во-первых, обеспечила интенсивный отвод тепла, а во-вторых, сама стала его источником, положив начало гравитационной дифференциации первично-однородной Земли с ростом тяжелого окисно-железного ядра и перемешиванием силикатной мантийной оболочки. Энергетика Земли, таким

образом, коренным образом изменилась уже на начальных стадиях ее геологической эволюции: внутренние источники тепла (конвекция) стали превалировать над внешними (бомбардировка поверхности планетезималиями).

Оценивая время, за которое произошли все описанные выше события, исходя из того, что период жизни Солнца, которое относится к классу "малых звезд", составляет менее 7 млрд. лет. Эта цифра хорошо совпадает со временем последнего взрыва протозвезды, инициировавшего формирование Солнечной системы (около 5 млрд. лет). Для образования планет, включая Землю, требуется несколько миллиардов лет, что подтверждается предельным возрастом пород земной коры 4,6 млрд. лет ("точка геологического нуля"). Геодинамический режим, доминирующий на Земле в настоящее время и известный как *тектоника литосферных плит*, начал преобладать не позднее 2 млрд. лет назад.

*“Как наша прожила б планета,  
Как люди жили бы на ней  
Без теплоты, магнита, света  
И электрических лучей.”*

А.Мицкевич, 1853.

## Глава 2. ЕСТЕСТВЕННЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Физические поля Земли детально рассматриваются в специальных курсах геофизики. Поэтому здесь речь пойдет лишь о тех их свойствах, которые имеют непосредственное отношение к геодинамике, прежде всего - об источниках естественных физических полей Земли и их глобальных характеристиках.

### 2.1. Гравитационное поле

*Гравитационное поле, или поле силы тяжести* Земли - это силовое поле, создаваемое притяжением масс самой Земли, ее вращением, а также притяжением других космических тел. Основная характеристика поля - *гравитационный потенциал*  $W$ :

$$W = V + U + Q, \quad (2.1)$$

где  $V$  - потенциал притяжения масс Земли,  $U$  - потенциал центробежных сил,  $Q$  - потенциал притяжения Луны, Солнца и других планет.

Обычно притяжением планет пренебрегают ввиду его малости и выражение для потенциала гравитационного поля упрощается

$$W = V + U, \quad (2.2)$$

Сила, действующая на единичную массу, расположенную на поверхности Земли, определяется из закона всемирного тяготения и второго закона динамики Ньютона как

$$g = f \frac{M}{R^2}, \quad (2.3)$$

где  $M$  - масса Земли,  $R$  - ее радиус, а  $f$  - гравитационная постоянная, равная  $6.6732 \times 10^{-11} \text{ н} \times \text{м}^2 \times \text{кг}^{-1}$ .

*Сила тяжести*  $g$  имеет физический смысл и размерность ускорения (ее другие названия - *ускорение свободного падения* и *ускорение силы тяжести*). В гравиметрии она обычно измеряется в *миллигалах* (мГал):  $1 \text{ мГал} = 10^{-5} \text{ м/с}^2$ .

Подставив в формулу (2.3) численные параметры Земли,

приведенные в разделе 1.1, получим среднее значение силы тяжести для поверхности Земли, равное  $9,8 \text{ м/с}^2$ , или  $980000 \text{ мГал}$ .

*Центробежная сила (ускорение) С*, действующая на единичную массу на поверхности Земли, равна

$$C = \omega^2 R \times \cos^2 \varphi \quad (2.4)$$

где  $\omega$  - угловая скорость вращения Земли, а  $\varphi$  - географическая широта. Из (2.4) следует, что центробежная сила максимальна на экваторе, а на полюсах  $C=0$ . Для оценки соотношения силы тяжести и центробежной силы положим  $\varphi=0$  (условия экватора) и, с учетом (2.3) и (2.4), запишем отношение

$$\delta = \frac{g}{C} = \frac{fM}{CR} = \frac{fM}{\omega^2 R^3} \quad (2.5)$$

Подставив в (2.5) численные параметры, приведенные в разд.1.1, получим  $C=3,4 \times 10^{-2} \text{ м/с}^2$  и  $\delta=288,4$ . Следовательно, даже на экваторе, где центробежная сила максимальна, она не превосходит  $0,4 \%$  силы тяжести Земли.

Приведенные выше формулы получены для сферической Земли. Более строго ее фигура, как было показано в разд.1.1, описывается референц-эллипсоидом, полярная ось которого на  $21 \text{ км}$  короче экваториальной. Референц-эллипсоид наилучшим образом аппроксимирует одну из бесконечного множества *экипотенциальных поверхностей* силы тяжести, совпадающую с невозмущенным уровнем Мирового океана и называемую *геоидом*.

Гравитационное поле референц-эллипсоида  $\gamma$  называется *нормальным полем Земли*. Реальное поле  $g$  на поверхности Земли отличается от нормального на величину *гравитационной аномалии*  $\Delta g$ :

$$\Delta g = g - \gamma \quad (2.6)$$

Гравитационные аномалии порождаются рельефом поверхности Земли и неоднородной плотностью ее недр, т.е. именно теми факторами, которые в первую очередь интересуют геодинамику.

Сплюснутая форма Земли обуславливает зависимость нормального гравитационного поля от географической широты  $\varphi$ :

$$\gamma = \gamma_0 (1 + C_1 \sin^2 \varphi + C_2 \sin^2 2\varphi) \quad (2.7)$$

где  $\gamma_0$  - значение нормального поля на экваторе, а коэффициенты  $C_1$  и  $C_2$  определяются принятой моделью референц-эллипсоида.

Чтобы понять, как будет изменяться сила тяжести  $g$  внутри Земли, примем за основу ее плотностную модель, описанную в разд.1.2.5. Представим Землю сферической, состоящей из произвольного числа оболочек с однородной плотностью. Сила тяжести внутри Земли вычисляется интегрированием по каждой оболочке от ее внутреннего  $R_1$  до внешнего  $R_2$  радиуса:

$$g = f \frac{\sum M_i}{R^2}, \quad (2.8)$$

где  $i$  - число слоев внутри сферы с радиусом  $R$ .

На рис.2.1 показано изменение силы тяжести в недрах Земли. Максимального значения  $10,1 \text{ м/с}^2$  она достигает на поверхности внешнего ядра, а затем начинает уменьшаться. Естественно, в центре Земли  $g=0$ .



Рис. 2.1. Изменение силы тяжести в недрах Земли.

Изменение гравитационного поля с удалением от поверхности Земли на высоту  $h$ , значительно меньшую ее радиуса  $R$ , составляет, с учетом (2.3)

$$\frac{dg}{dh} = \frac{dg}{dR} = -\frac{2fM}{R^3} = -\frac{2g}{R} \Rightarrow \delta g_h = \frac{2g}{R}h. \quad (2.9)$$

Подставив в (2.9) средние значения  $g$  и  $R$ , получаем

$$\delta g_h = -0.3086h, \quad (2.10)$$

где  $h$  выражено в метрах, а  $\delta g_h$  - в миллигалах.

Гравитационные аномалии, вычисляемые по формуле (2.10), называются аномалиями Фая, или аномалиями в свободном воздухе.

Они сильно коррелируют с рельефом Земли, поэтому часто их, вместе с нормальным полем, вычитают из наблюдаемого поля  $g$ . Такая операция называется *редуцированием*. С учетом (2.6) и (2.10), формула *редукции Фая*, или *редукции в свободном воздухе*, записывается в виде

$$\Delta g = g - (\gamma - 0.3086h) = g - \gamma + 0.3086h \quad (2.11)$$

Поскольку сила тяжести, как правило, измеряется на реальной поверхности Земли, логично учесть притяжение пород, слагающих рельеф местности. Если эти породы аппроксимировать бесконечной горизонтальной пластиной мощностью  $h$  и плотностью  $\rho_{\text{пс}}$  (такая пластина называется *промежуточным слоем*), то их гравитационный эффект составит

$$\delta g_{\text{пс}} = 2\pi f \rho_{\text{пс}} h \quad (2.12)$$

Приняв в (2.12) некоторую постоянную среднюю плотность пород, слагающих рельеф Земли (например, среднее значение плотности континентальной коры  $2670 \text{ кг/м}^3$  ( $2.67 \text{ г/см}^3$ )), получаем

$$\delta g_{\text{пс}} = 0.1119h, \quad (2.13)$$

где  $h$  выражено в метрах, а  $\delta g_{\text{пс}}$  - в миллигалах. Гравитационные аномалии, вычисляемые по формуле (2.13), называются *аномалиями Буге*. Формула *редукции Буге* записывается в виде

$$\Delta g = g - (\gamma - 0.3086h + 0.1119h) = g - \gamma + 0.1967h, \quad (2.14)$$

где  $h$  выражено в метрах, а  $\Delta g$  - в миллигалах. Всегда необходимо указывать, для какой именно плотности промежуточного слоя вычислены гравитационные аномалии Буге.

Все редукции силы тяжести зависят от выбранной модели Земли. Поэтому аномалия силы тяжести по своему физическому смыслу есть ничто иное, как показатель отклонения истинного строения Земли от того, которое принимается изначально.

Неровный рельеф земной поверхности в поле силы тяжести компенсируется перераспределением масс в ее недрах. Это явление получило название *изостазии*, а сам механизм, за счет которого осуществляется изостазия, называется *изостатической компенсацией*.

Существует несколько схем изостатической компенсации (рис.2.2). Одна из них - *схема Эри* - предполагает компенсацию рельефа Земли обратными по знаку ундуляциями границы Мохоровичича (М). Плотность коры  $\rho_c$  и мантии  $\rho_m$ , считаются постоянными. Толщина коры, поверхность которой находится на уровне моря, равна  $H$ . Кора, поверхность которой находится на высоте  $h$  над уровнем моря, имеет легкий "корень" плотностью  $\rho_c$  и

толщиной  $b$ . На основании принципа гидростатического равновесия (закона Архимеда) можно записать

$$b = \frac{\rho_c h}{\rho_m - \rho_c} \quad (2.15)$$

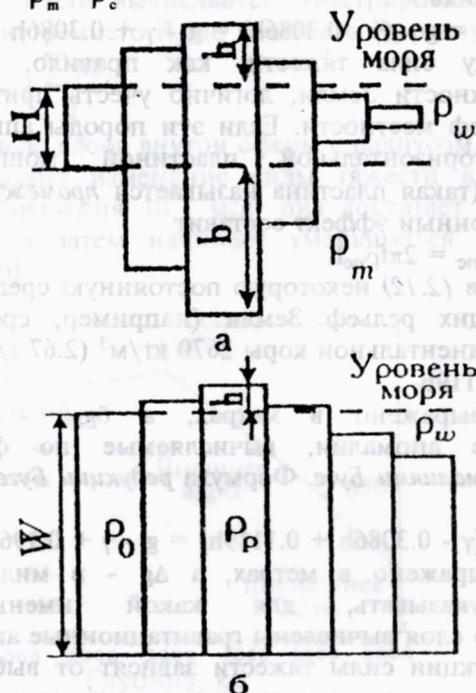


Рис. 2.2. Схемы изостатической компенсации: а - по Эри, б - по Пратту.

Если на поверхности имеется заполненная водой впадина ( $\rho_w$  - плотность воды,  $h$  отрицательно), то под ней существует "антикорень" толщиной  $b$ :

$$b = \left( \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} \right) h \quad (2.16)$$

В другой схеме изостатической компенсации, называемой *схемой Пратта*, предполагается, что существует некоторая одинаковая повсюду глубина  $\omega$  (*поверхность компенсации*), над которой имеются некоторые горизонтальные плотностные

неоднородности. Переменная в горизонтальном направлении плотность  $\rho(l)$  зависит от высоты рельефа  $h$  над уровнем моря:

$$\rho(l) = \rho_0 \frac{w}{w+h}, \quad (2.17)$$

где  $\rho_0$  - "невозмущенная" плотность, соответствующая нулевому топографическому поднятию. Для поверхности ниже уровня моря ( $h$  отрицательно) переменная плотность определяется формулой

$$\rho(l) = \frac{\rho_0 w + \rho_w h}{w+h}. \quad (2.18)$$

В реальных условиях изостатическая компенсация осуществляется за счет сочетания различных схем, основными из которых являются рассмотренные схемы Эри и Пратта.

## 2.2. Тепловое поле

Под *тепловым полем Земли* понимаются температура в ее недрах и плотность теплового потока на ее поверхности. Тепловое поле связано как с термическим режимом недр, так и со способностью различных оболочек Земли передавать глубинное тепло и самостоятельно его генерировать.

*Тепловой поток.*  $Q$  - это то тепло, которое уходит из недр Земли в космическое пространство. Современная скорость потери тепла Землей примерно равна  $4 \times 10^{19}$  Вт или  $1,25 \times 10^{21}$  Дж/год.

*Плотность теплового потока  $q$*  - удельная величина. Она равна количеству тепла, перенесенному за единицу времени через (единицу поверхности в определенном направлении).

*Теплоперенос* в Земле осуществляется преимущественно на основе двух механизмов - *молекулярного (кондуктивного)* и *конвективного*. Кондуктивный теплоперенос имеет место, когда в среде в каком-то направлении происходит передача энергии при столкновении между молекулами. Конвективный же теплоперенос связан с движением среды как целого.

Плотность кондуктивного теплопотока  $q$  на поверхности Земли описывается *законом Фурье*

$$q = -k \frac{dT}{dz}, \quad (2.19)$$

где  $K$  - коэффициент теплопроводности,  $T$  - температура, а  $z$  - координата в направлении изменения температуры. Величина  $dT/dz$  характеризует интенсивность возрастания температуры с глубиной и называется *геотермическим градиентом*.

Коэффициент теплопроводности  $K$  (или удельная теплопроводность) служит мерой того, насколько легко тепло распространяется через материал. Простые эксперименты, которые ставит сама природа, показывают, что Земля очень плохо проводит тепло. Например, суточные вариации температуры едва ощущаются на глубине 1 м, а на глубине 1 км в настоящее время все еще отмечается слой пониженной температуры, связанный с влиянием последнего оледенения, которое было, как известно, около 10000 лет назад.

Степень запаздывания температуры при нагревании или охлаждении материала зависит от его температуропроводности  $a$ :

$$\alpha = \frac{k}{C_p \rho}, \quad (2.20)$$

где  $\rho$  - плотность материала, а  $C_p$  - его удельная теплоемкость.

Величину  $a$  используют для получения полезных оценок термических эффектов. Температуропроводность литосферы очень низка и составляет около  $10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с. Для проникновения температурных возмущений на расстояние  $l$  требуется время  $l^2/a$ . Это значит, например, что если бы тепло в Земле распространялось только кондуктивным путем, то термическое событие, произошедшее на глубине 100 км (у подошвы литосферы), ощутилось бы на поверхности Земли лишь спустя  $10^{16}$  с =  $3 \times 10^8$  лет = 300 млн лет. На самом деле для Земли характерен еще и конвективный механизм теплопереноса, и поэтому эффект от глубинных термических событий передается на поверхность гораздо быстрее, чем это следует из приведенной оценки.

Среднее по всем континентам значение плотности теплового потока составляет 56,5 мВт/м<sup>2</sup>, по океанам - 78,2 мВт/м<sup>2</sup>. Полный тепловой поток  $Q$  из недр Земли получается суммированием произведений континентального  $q_k$  и океанического  $q_o$  тепловых потоков на площади континентов  $S_k = 2 \times 10^8$  км<sup>2</sup> и океанов  $S_o = 3,1 \times 10^8$  км<sup>2</sup>.

$$Q = S_k q_k + S_o q_o = Q_k + Q_o = 1,13 \times 10^{13} + 2,42 \times 10^{13} = 3,55 \times 10^{13} \text{ Вт.}$$

Разделив глобальный тепловой поток  $Q$  на площадь поверхности Земли  $S = 5,1 \times 10^8$  км<sup>2</sup>, получаем среднюю величину плотности глобального теплового потока  $q_{cp} = 70$  мВт/м<sup>2</sup>.

Структура теплопотока и источники тепла резко отличаются на континентах и в океанах. В океанах основной вынос тепла из

недр происходит в рифтовых зонах срединных хребтов и идет конвективным путем - вследствие вулканизма и гидротермальной деятельности. Плотность теплового потока характеризуется здесь исключительно сильным разбросом значений и достигает 250-300 мВт/м<sup>2</sup>. По мере удаления от рифтовых зон срединных хребтов значения плотности быстро становятся менее дифференцированными и опускаются до значений 50-60 мВт/м<sup>2</sup>, что уступает среднему значению. Вклад радиогенного тепла литосферы в суммарный тепловой поток океана не превышает 2%, что объясняется ничтожно малыми содержаниями радиоактивных элементов в океанической коре и литосфере (см. разд.1.3).

Континентальный тепловой поток состоит из трех компонентов. Первый - это радиогенное тепло из зоны изотопного обогащения в верхней коре ("гранитном" слое). Оно дает около 40 % теплового потока, проходящего через поверхность континентальной коры любого возраста. Второй компонент - остаточное тепло от последних по времени термических возмущений. Его вклад изменяется от примерно 30% суммарного теплопотока в областях молодой (альпийской) складчатости до нуля в районах древних щитов. Третий компонент - это "фоновый" поток глубинного тепла, плотность которого примерно равна 27 мВт/м<sup>2</sup>. Источником "фоновых" теплопотоков является гравитационная дифференциация вещества Земли, обуславливающая конвекцию в ее мантии.

Таким образом, главным отличием океанического и континентального тепловых потоков является то, что первый в основном (на 95 %) имеет мантийное происхождение и распространяется конвективным путем, тогда как второй в значительной степени имеет радиогенное происхождение и распространяется, за исключением локальных зон, кондуктивным путем.

### 2.3. Магнитное поле

Магнитное поле Земли создается замкнутыми электрическими токами в ее недрах и намагниченностью горных пород. Оно характеризуется двумя векторными величинами - напряженностью  $H$  и магнитной индукцией  $B$ , связанными уравнением

$$B = \mu_0 (H + J), \quad (2.21)$$

где  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  - магнитная проницаемость вакуума, а  $J$  - намагниченность среды.

Взаимосвязь  $\mathbf{B}$  и  $\mathbf{H}$  состоит в том, что каждое намагничивающее поле напряженностью  $\mathbf{H}$  создает поток, плотность которого называется магнитной индукцией и обозначается  $\mathbf{B}$ .

Уравнения связи между двумя основными характеристиками магнитного поля записываются в виде

$$\mathbf{J} = \chi \mathbf{H}, \quad (2.22)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mu_0 \mathbf{H}, \quad (2.23)$$

где  $\chi$  - магнитная восприимчивость вещества, а  $\mu$  - его магнитная проницаемость, причем  $\mu = 1 + \chi$ .

Геомагнитное поле примерно на 90 % аппроксимируется центральным диполем с магнитным моментом около  $8 \times 10^{22}$  А·м<sup>2</sup>, ось которого примерно на 11,5° отклонена от оси вращения Земли. Ось центрального диполя пересекает поверхность Земли в двух точках, которые называются *геомагнитными полюсами*. Они располагаются в точках с координатами 79°с.ш. и 71°з.д. (в Гренландии) и 79°ю.ш. и 109°в.д. (в Антарктиде). Геомагнитные полюса являются *антиподами*. Есть еще две важнейшие точки на земной поверхности, где магнитное поле направлено строго вертикально вниз или вверх. Эти точки называются *магнитными полюсами* и располагаются примерно у 76°с.ш. и 101°з.д. и 66°ю.ш. и 141°в.д. Магнитные полюса, в отличие от геомагнитных, антиподами не являются.

Магнитное поле центрального осевого диполя обладает круговой симметрией. Значения *склонения*  $D$  и *наклонения*  $I$  в какой-либо точке земной поверхности с координатами  $(\varphi, \lambda)$  однозначно определяют координаты геомагнитного полюса  $(\phi, \Lambda)$ :

$$\begin{cases} \sin \phi = \sin \varphi \times \sin \varphi_m + \cos \varphi \times \cos \varphi_m \times \cos D, \\ \sin(\Lambda - \lambda) = \cos \varphi_m \times \sin D / \cos \phi \end{cases} \quad (2.24)$$

где  $\varphi_m$  - геомагнитная широта в точке наблюдения.

$$\operatorname{tg} \varphi_m = \frac{1}{2} \operatorname{tg} I \quad (2.25)$$

Принцип центрального осевого диполя имеет узловое значение в *палеомагнитологии* - науке о древнем магнитном поле Земли. Пересчет по формулам (2.24), (2.25) позволяет по измеренным элементам древней (*остаточной*) намагниченности определить кажущееся положение древнего геомагнитного полюса.

Интенсивность и направление геомагнитного поля непостоянны во времени. Этот факт получил название *вариаций геомагнитного поля*. Периоды вариаций изменяются от миллионов лет до долей секунд. Причины длиннопериодных вариаций связывают с процессами, идущими в глубоких недрах Земли, а короткопериодных - с процессами, протекающими в ее магнитосфере.

Важно, что длиннопериодные (вековые) вариации геомагнитного поля носят циклический характер. Наклон оси центрального осевого диполя и наличие в геомагнитном поле недипольной составляющей в значительной степени исключаются при осреднении во времени. Следовательно, в геологических временных масштабах геомагнитное поле достаточно хорошо аппроксимируется полем центрального диполя, ось которого совпадает с осью вращения Земли.

Для практических целей удобно разделять полное геомагнитное поле на *нормальное (главное)* и *аномальное*. При этом считается, что аномальная часть поля связана с неоднородной намагниченностью верхних оболочек Земли (коры и литосферы), а нормальная - с эффектами протекания токов в мантии и ядре.

Это определение достаточно условно. Главное магнитное поле Земли включает в себя как дипольную, так и длинноволновую часть недипольной составляющей. Поэтому разделение полного геомагнитного поля на главное и аномальное проводится на практике чисто формально и базируется на частотно-амплитудных характеристиках поля. Для разделения в настоящее время используют либо спутниковые данные, либо наблюдения магнитных обсерваторий.

Источником аномального магнитного поля служит намагниченность горных пород в приповерхностных оболочках Земли. Любое тело, помещенное во внешнее магнитное поле напряженностью  $H$ , создает наведенное магнитное поле, т.е. приобретает намагниченность  $J$ . Последняя, согласно соотношению (2.22), зависит от напряженности внешнего поля и магнитной восприимчивости  $\chi$ , характеризующей способность конкретного материала намагничиваться.

Намагниченность, созданная современным геомагнитным полем, называется *индуцированной (или современной)* и обозначается  $J_i$ . Она целиком зависит от магнитной восприимчивости породы  $\chi$ . Последняя определяется содержанием в горной породе магнитных минералов, прежде всего - *магнетита*. Эмпирическим путем

получены соотношения

$$\chi = 1,85 p \quad (2.26)$$

для магматических пород, где  $p$  - объемная доля магнетита, и для метаморфических пород

$$\chi = 0,033 V^{1,33}, \quad (2.27)$$

где  $V$  - объемное содержание магнетита (в процентах).

Магматические и метаморфические породы обычно имеют более высокие значения  $\chi$ , чем осадочные, но диапазон вариаций столь велик, что идентифицировать типы пород по значениям их магнитной восприимчивости невозможно.

Большинство пород, слагающих земную кору, кроме намагниченности  $J_r$ , наведенной современным полем Земли, имеют остаточную намагниченность  $J_r$ . Последняя не связана с современным полем Земли ни в смысле направления, ни в смысле напряженности, а определяется тем древним геомагнитным полем, которое существовало, когда формировалась данная порода.

Один из распространенных видов древней намагниченности - *термоостаточная намагниченность*  $I_{tr}$ . Как известно, магнитные свойства всех ферромагнитных материалов зависят от температуры: если горную породу нагреть выше определенной температуры, называемой *температурой (точкой) Кюри*, то она полностью теряет свои магнитные свойства. Вулканогенные породы в момент своего извержения или излияния имеют температуру намного выше точки Кюри. В процессе охлаждения и застывания они проходят точку Кюри, и сразу же после ее прохождения приобретают сильную термоостаточную намагниченность (рис.2.3). Парциальная термоостаточная намагниченность (PTRM) приобретается при охлаждении породы в различных интервалах температур. Сумма отдельных парциальных компонент (из которых максимальная приобретена вблизи точки Кюри, в интервале 500-600°C) дает кривую полной термоостаточной намагниченности TRM. Поскольку древнее поле отличается от современного, термоостаточная намагниченность  $J_{tr}$  также отличается от современной  $J_i$ .

Отношение остаточной намагниченности  $J_r$  к современной  $J_i$  называется *отношением* или *фактором Кенигсбергера*  $Q$ :

$$Q = \frac{J_r}{J_i} = \frac{J_r}{\chi H} \quad (2.28)$$

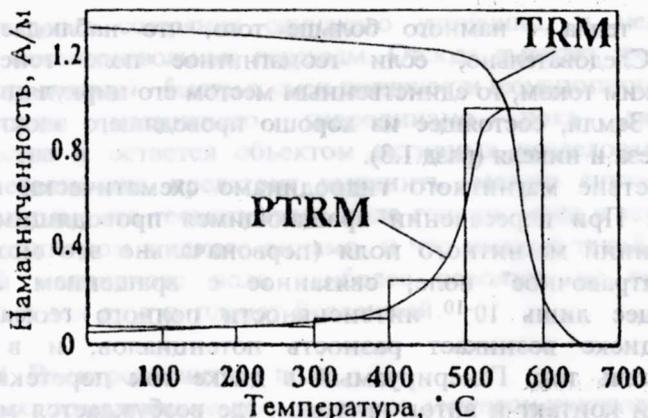


Рис. 2.3. Процесс приобретения горной породой термоостаточно намагниченности.

Величина  $Q$  для осадочных и метаморфических пород, как правило, меньше 1, а для быстро кристаллизовавшихся магматических пород она может достигать 50-100.

В настоящее время единственным удовлетворительным объяснением происхождения и существования главного магнитного поля Земли является теория магнитного гидродинамо. Ее физической основой служит наличие в Земле жидкого проводящего внешнего ядра и факт вращения земного шара вокруг своей оси.

Существует несколько причин, по которым источник главного геомагнитного поля может располагаться лишь в ядре Земли. Прежде всего, наличие вариаций магнитного поля Земли с периодами сотни и тысячи лет доказывает, что главное поле не может быть связано с какими-либо процессами в земной коре или мантии, время которых обычно измеряется миллионами лет. Следовательно, источник главного поля может быть помещен лишь во внешнее ядро (оболочку E), где материал, как было показано в п.1.2.3, находится в жидком состоянии и может быстро реагировать на приложенные к нему силы. Далее, поскольку ядро не может быть постоянным магнитом в условиях преобладающих в нем высоких температур, источник главного поля нужно связывать с электрическими токами, текущими внутри ядра. Кроме того, для генерации столь сильного магнитного поля, как земное, требуется ток большой силы. Если бы такой ток протекал в породах мантии и земной коры, обладающих очень низкой электропроводностью, то он привел бы к выделению колоссального

количества тепла - намного больше того, что наблюдается (см. разд.2.2). Следовательно, если геомагнитное поле генерируется электрическим током, то единственным местом его циркуляции может быть ядро Земли, состоящее из хорошо проводящего электричество сплава железа и никеля (разд.1.3).

Действие магнитного гидродинамо схематически показано на рис.2.4. При пересечении вращающимся проводящим диском силовых линий магнитного поля (первоначально это может быть слабое "затравочное" поле, связанное с вращением Земли и объясняющее лишь  $10^{-10}$  интенсивности полного геомагнитного поля) в диске возникает разность потенциалов, и в системе начинает течь ток. Генерируемый в диске ток перетекает через скользящий контакт и виток катушки, где возбуждается магнитное поле, усиливающее слабое "затравочное" поле. Этим обеспечивается положительная обратная связь, необходимая для устойчивого функционирования гидромагнитного динамо.

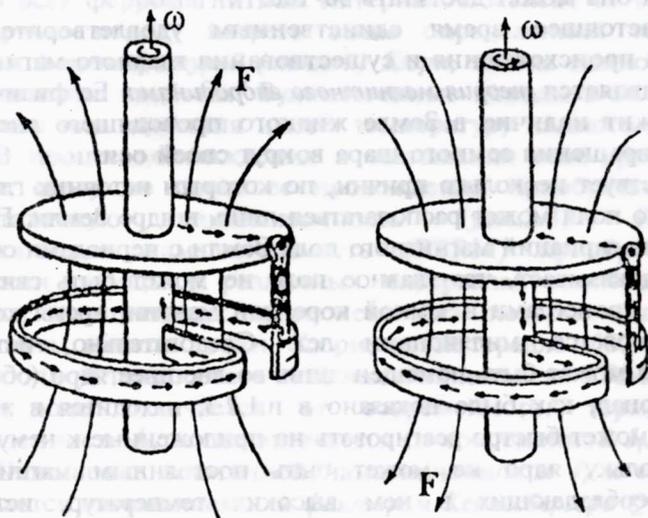


Рис. 2.4. Принципиальная схема магнитного гидродинамо.

На рис.2.4 показаны два состояния дискового динамо различающихся направлением "затравочного" поля в момент запуска. Оба

антипараллельных состояния одинаково устойчивы, и между ними возможны самопроизвольные переходы. Отсюда вытекает теоретическая возможность *инверсий* - быстрых смен полярности геомагнитного поля.

Теория магнитного гидродинамо пока далека от совершенства и остается объектом активных исследований. Хотя многие детали еще предстоит выяснить, можно считать твердо установленным, что геомагнитное поле генерируется в земном ядре неким механизмом жидкого динамо, и что именно такой механизм генерации магнитного поля наиболее вероятен не только для Земли, но и для других планет Вселенной.

## 2.4. Электромагнитное поле

*Электромагнитные поля и земные электромагнитные процессы.*

Основные свойства электромагнитных полей можно представить в виде следующей таблицы: 2.1.

Переменные электрическое и магнитное поля нельзя рассматривать как независимые - изменение во времени одного из них приводит к появлению другого. Поэтому имеет смысл лишь совокупность этих полей - единое электромагнитное поле.

Электромагнитное поле в веществе складывается из полей заряженных частиц - электронов и атомных ядер молекул вещества. Под действием внешних электромагнитных полей заряженные частицы вещества совершают упорядоченные движения - возникают электрические токи, которые, в свою очередь, создают электромагнитные поля, усиливающие или ослабляющие внешнее поле (табл. 2.1). Из опыта известно, что все возможные электромагнитные свойства вещества, то есть его способность откликаться на внешнее электромагнитное поле, можно описать используя основные электромагнитные параметры: удельную проводимость  $\sigma$  (способность получения электрического тока в веществе под действием электрического поля), диэлектрическую проницаемость  $\epsilon$  (способность вещества создавать электрическое поле при воздействии внешнего электрического поля) и магнитную проницаемость  $\mu$  (способность вещества создавать свое магнитное поле при воздействии внешнего магнитного поля). Часто вместо  $\sigma$  используется удельное сопротивление -  $\rho = \frac{1}{\sigma}$  (способность вещества препятствовать электрическому току).

Таблица 2.1.

## Свойства электромагнитных полей

	Постоянное электрическое поле	Постоянное магнитное поле	Переменное электрическое поле	Переменное магнитное поле
Источники поля	положительные и отрицательные заряды, покоящиеся в инерциональной системе отсчета	постоянный электрический ток	переменное магнитное поле; колебания электрических зарядов	переменное электрическое поле; колебания электрических зарядов
Силовые линии	начинаются на положительных зарядах и заканчиваются на отрицательных	замкнутые, не имеют ни начала ни конца	замкнутые силовые линии - не имеют ни начала ни конца	
Распространение поля	убывание по закону $\approx \frac{1}{r^3}$	убывание по закону Био-Савара-Лапласа $\approx \frac{1}{r^3}$	электромагнитные волны, распространяющиеся в свободном пространстве без затухания	
Воздействие на свободные электрические заряды	притяжение разноименных зарядов и отталкивание одноименных, создают постоянный электрический ток	взаимодействие движущихся электрических зарядов - сила Ампера	колебания электрических зарядов создают переменные электрические токи	

Таким образом, измеряя электрические токи и электромагнитные поля в веществе, можно судить о его электромагнитных свойствах - то есть способности откликаться на внешнее электромагнитное поле.

В геоэлектрике изучаются электромагнитные поля и токи, распространяющиеся в Земле и ее ближайших окрестностях (вплоть до ионосферно-магнитосферных токов). Электромагнитные поля и токи делятся на два больших класса - искусственного и естественного происхождения по типу источников, а методы их исследования делятся на два основных типа - методы переменного электромагнитного поля и методы постоянного тока. Теоретически геоэлектрика укладывается в электродинамику сплошных сред.

Каково же общее электромагнитное состояние Земли? По сейсмическим и гравиметрическим данным известно, что Земля

имеет слоистую макроструктуру, основой которой является центральное металлическое ядро. Земное ядро окружено целым рядом оболочек. Самой внешней из них является газовая оболочка - атмосфера. Атмосфера не имеет резких границ, поскольку газы диффундируют и в окружающее космическое пространство, и в пограничную оболочку земной коры. Атмосфера не является однородной и изотропной средой, она также характерна своим слоистым строением. С точки зрения электрических свойств самой интересной частью атмосферы является хорошо проводящая электрические токи ионосфера ( $\sigma \approx 10^{-4}$  См), также имеющая слоистую структуру, и плохо проводящие тропо- и стратосферы ( $\sigma \approx 10^{-12}$  См). Переменные токи ионов под действием возмущений в магнитном поле Земли создают переменные электромагнитные поля в широком диапазоне периодов колебаний  $T$ , которые исследуются в разделе геоэлектрики, получившем название "магнитотеллурика" ( $T$  от 0.1 с до 10 часов). Глубинность проникновения электромагнитного поля в однородную среду с известными электромагнитными параметрами  $\sigma$ ,  $\mu$ ,  $\epsilon$  определяется толщиной скин-слоя  $\delta$  - то есть глубиной, на которой поле затухает в  $e \approx 2.71$  раз. Величина  $\delta$  зависит от частоты и при достаточно малых частотах определяется по формуле

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}},$$

где  $\omega = \frac{2\pi}{T}$  - циклическая частота электромагнитных

колебаний. Таким образом исследуя магнитотеллурические поля на разных частотах, можно изучать внутреннее распределение удельной проводимости  $\sigma$  в Земле. Экспоненциальный характер затухания электромагнитного поля в проводнике, получивший название скин-эффекта, математически можно записать как

$$|A| = |A_0| e^{-\frac{z}{\delta(\omega)}},$$

где  $|A|$  - амплитуда синусоидальных колебаний электромагнитного поля на глубине  $z$  на частоте  $\omega$ ,  $|A_0|$  - амплитуда поля на поверхности проводника.

Скин-эффект является основой всех методов геоэлектрики, использующих переменные электромагнитные поля как естественного, так и искусственного происхождения.

Как известно, причиной проводимости разных слоев атмосферы является различная степень ионизации (то есть содержание электрически заряженных атомов, молекул и электронов). В настоящее время известно, что ионизация атмосферы вызвана космической, солнечной и земной радиацией.

Второй, значительно менее мощной чем атмосфера, оболочкой, является пограничная активная оболочка - *гидросфера*. Сюда входит непрерывная водная пленка Земли, которая представлена не только большими, средними и малыми водными бассейнами, но и подземными водами, и естественной влажностью горных пород. Проводимость этой оболочки определяется в основном содержанием ионов в воде, а значит пористостью пород, содержащих воду. Эта оболочка весьма неоднородна по своим электрическим свойствам, которые определяются пористостью, влажностью и температурой, а значит изучение электромагнитных полей здесь позволяет оценивать эти параметры, имеющие важное значение для геологии верхней части земной коры. Эта оболочка называется порододисперсной и содержит четвертичные осадочные отложения.

Следующий по глубине слой - *твердая стратиоболочка* Земли, куда входят породы разных геологических эпох. Мощность этого слоя достигает порядка нескольких километров. Для пород стратиоболочки характерна новая сущность проводимости - коллоидное состояние (взвеси) вещества в растворе - это приводит к электрофорезной (односторонней) проводимости. Действительно, твердые частицы (диаметром порядка  $2-4 \cdot 10^{-8}$  м), находящиеся в растворе, адсорбируют на своей поверхности ионы растворителя, поэтому коллоидные частицы заряжены и окружены облаком ионов растворителя противоположного знака. При наличии внешнего поля возникает *электрофорез*: коллоидные частицы перемещаются и переносят вещество в одном направлении, а ионные облака растворителя остаются неподвижными. Так получается ионная, но не электролитическая, а электрофорезная проводимость. Но учитывая ионы растворенных солей, мы наблюдаем в стратиоболочке оба вида ионной проводимости.

Стратиоболочка является объектом многих геоэлектрических исследований с определенными практическими задачами. Здесь

широко используются методы постоянного тока (или сопротивлений), основанные на законе Ома. Измеряя разность потенциалов  $\Delta U$  электрического поля  $\vec{E}$ , создающего в Земле электрический ток  $I$ , можно определить эффективное (кажущееся) удельное сопротивление Земли  $\rho_k$ , при известной геометрии заземлений источника тока АВ и приемной линии MN (рис. 2.5)

$$\rho_k = K_{ABMN} \frac{\Delta U}{I},$$

где  $K_{ABMN}$  - геоэлектрический коэффициент, имеющий размерность длины и рассчитываемый по заданной геометрии заземлений АВМN. Величина  $\rho_k$  характеризует распределение удельного сопротивления  $\rho = \frac{1}{\sigma}$  в Земле и в случае однородной

среды  $\rho_k = \rho$ . Геометрия заземлений определяет глубинность исследований электрического строения, что позволяет изучать распределение удельного сопротивления в Земле с глубиной - проводить вертикальные зондирования. Перемещая установку как целое по поверхности Земли, можно исследовать распределение удельного сопротивления на заданной глубине вдоль некоторого профиля - осуществлять электрическое профилирование. Зондирование и профилирование постоянными и переменными полями находят широкое применение как в прикладной (поисковой) так и в фундаментальной (глубинной) геоэлектрике.

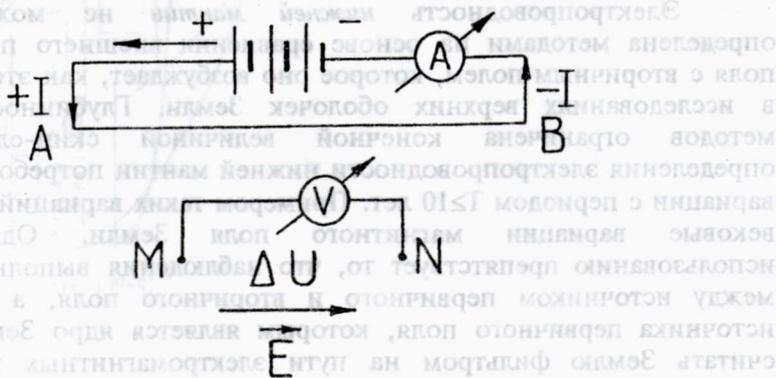


Рис. 2.5. Установка для геоэлектрических исследований методом постоянного тока.

Твердая стратиоболочка переходит в толщу метаморфических кристаллических пород, где в связи с большими глубинами, давлением и температурами изменяется минеральный состав пород и их качественное состояние. Здесь проводимость носит в основном ионный электролитический (*флюидный*) характер. Ибо несмотря на высокую температуру (до 350 °С), породы остаются влажными, вследствие того, что при высоких давлениях вода не превращается в газообразное состояние. Основным фактором, влияющим на проводимость вещества, здесь является температура - проводимость заметно возрастает с температурой. В подстилающих кристаллических породах магматического типа (*нижняя литосфера и астеносфера*) продолжается повышение электропроводности с глубиной, обусловленное ростом температуры.

Информация об электропроводности более глубоких оболочек Земли (нижняя литосфера, астеносфера, верхняя мантия) получена в основном по результатам анализа низкочастотных вариаций геомагнитного поля (с периодами примерно от 1 часа до года). Полученные рядом исследователей распределения электропроводности с глубиной представлены на рис. 2.6. Характерной чертой, присущей всем оценкам, является значительное увеличение проводимости с глубиной (от  $\sigma \approx 10^{-3}$  См в астеносфере до  $\sigma \approx 10^1$  - в верхней и средней мантии). Отметим значительно более раннее увеличение электропроводности с глубиной под океанами. Это хорошо согласуется с меньшей толщиной земной коры океанического типа по сравнению с континентальной.

Электропроводность *нижней мантии* не может быть определена методами на основе сравнения внешнего первичного поля с вторичным полем, которое оно возбуждает, как это делается в исследованиях верхних оболочек Земли. Глубинность таких методов ограничена конечной величиной скин-слоя. Для определения электропроводности нижней мантии потребовались бы вариации с периодом  $T \geq 10$  лет. Примером таких вариаций являются вековые вариации магнитного поля Земли. Однако их использованию препятствует то, что наблюдения выполняются не между источником первичного и вторичного поля, а вдали от источника первичного поля, которым является ядро Земли. Если считать Землю фильтром на пути электромагнитных полей, то можно сказать, что в данном случае требуется установить неизвестную характеристику фильтра лишь по сигналу на его выходе, при неизвестном входном сигнале.

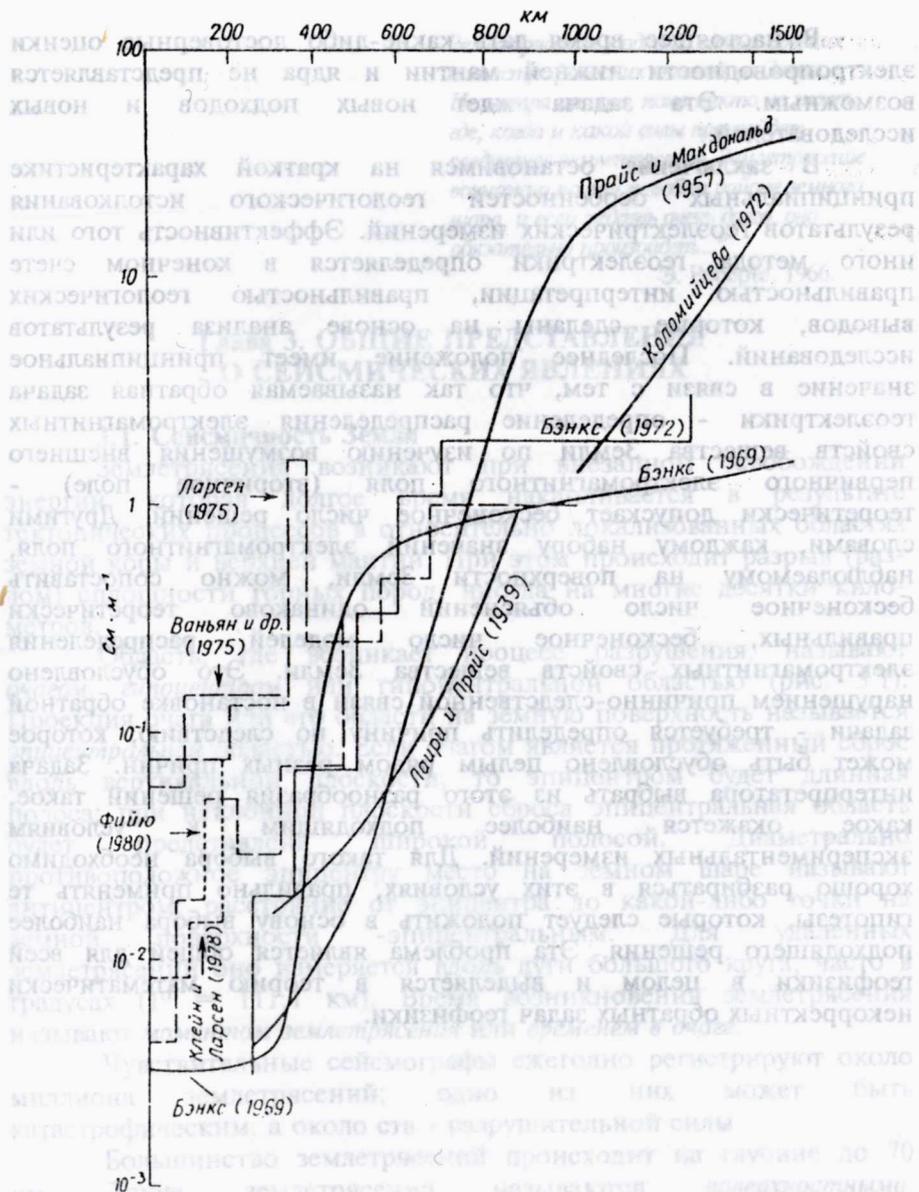


Рис. 2.6 Оценка зависимости электропроводимости от глубины. Сплошные линии соответствуют измерениям на континентах, а пунктирные — дне океанов или на океанических островах.

В настоящее время дать какие-либо достоверные оценки электропроводности нижней мантии и ядра не представляется возможным. Эта задача ждет новых подходов и новых исследователей.

**В заключение** остановимся на краткой характеристике принципиальных особенностей геологического истолкования результатов геоэлектрических измерений. Эффективность того или иного метода геоэлектрики определяется в конечном счете правильностью интерпретации, правильностью геологических выводов, которые сделаны на основе анализа результатов исследований. Последнее положение имеет принципиальное значение в связи с тем, что так называемая обратная задача геоэлектрики - определение распределения электромагнитных свойств вещества Земли по изучению возмущения внешнего первичного электромагнитного поля (вторичное поле) - теоретически допускает бесконечное число решений. Другими словами, каждому набору значений электромагнитного поля, наблюдаемому на поверхности Земли, можно сопоставить бесконечное число объяснений одинаково теоретически правильных, бесконечное число моделей распределения электромагнитных свойств вещества Земли. Это обусловлено нарушением причинно-следственной связи в постановке обратной задачи - требуется определить причину по следствию, которое может быть обусловлено целым рядом разных причин. Задача интерпретатора выбрать из этого разнообразия решений такое, какое окажется наиболее подходящим к условиям экспериментальных измерений. Для такого выбора необходимо хорошо разбираться в этих условиях, правильно применять те гипотезы, которые следует положить в основу выбора наиболее подходящего решения. Эта проблема является общей для всей геофизики в целом и выделяется в теорию математически некорректных обратных задач геофизики.

*Землетрясение - одно из самых древних катастрофических явлений на Земле. Несмотря на это, пока никто не знает, где, когда и какой силы произойдет следующее землетрясение. Землетрясение возможно почти в любом районе земного шара, и если ждать очень долго, оно обязательно произойдет..."*

Э. Робертс, 1966.

## Глава 3. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ

### 3.1. Сейсмичность Земли

Землетрясения возникают при внезапном освобождении энергии, которая долгое время накапливается в результате тектонических процессов в относительно локализованных областях земной коры и верхней мантии. При этом происходит разрыв (разлом) сплошности горных пород, иногда на многие десятки километров.

Область, где возникает процесс разрушения, называют *очагом*, *гипоцентром* или *гипоцентральной областью* (рис. 3.1). Проекция очага или его области на земную поверхность называется *эпицентральной областью*. Если очагом является протяженный сброс вдоль вертикальной плоскости, то эпицентром будет длинная полоса; при наклонной плоскости сброса эпицентральной областью будет представлена широкой полосой. Диаметрально противоположное эпицентру место на земном шаре называют *антицентром*; расстояние от эпицентра до какой-либо точки на земной поверхности - *эпицентральным*. Для удаленных землетрясений оно измеряется вдоль дуги большого круга, часто в градусах ( $1^\circ = 111,1$  км). Время возникновения землетрясения называют *моментом землетрясения* или *временем в очаге*.

Чувствительные сейсмографы ежегодно регистрируют около миллиона землетрясений; одно из них может быть катастрофическим, а около ста - разрушительной силы.

Большинство землетрясений происходит на глубине до 70 км. Такие землетрясения называются *поверхностными*. Землетрясения, которые происходят на глубине от 70 до 300 км, называют *промежуточными*, а глубже 300 км - *глубокими*. До сих пор не было зарегистрировано ни одного землетрясения глубже 720 км.

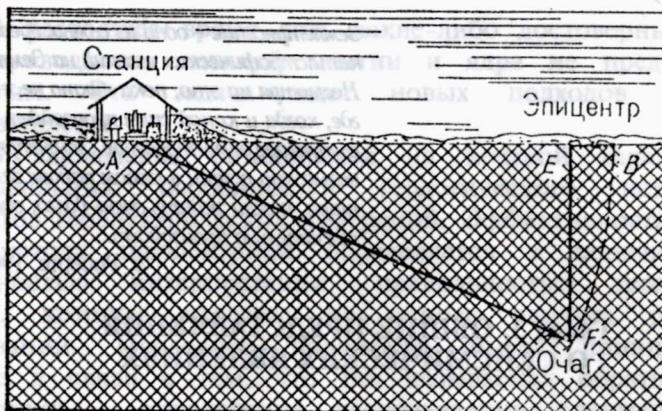


Рис. 3.1. Очаг и эпицентр.  $AE$  - эпицентральный расстояние  $\Delta$ .  
 $AF$  - расстояние до очага.

Свыше 75% энергии, выделенной при землетрясениях, принадлежит поверхностным и только 3% - глубоким. Различают *сильные* и *слабые* землетрясения: слабые землетрясения возникают повсеместно, но их общая энергия незначительна. Некоторые из них связаны с вулканической деятельностью. К сильным относят землетрясения с магнитудой более 5,5. Анализ распределения сильных землетрясений по земному шару показывает, что примерно 75% поверхностных, 90% промежуточных и почти все глубокие землетрясения сосредоточены в Тихоокеанском кольце из островных дуг, глубоководных желобов и горных хребтов. Большая часть сильных землетрясений происходит также в Альпийско-Гималайском поясе. Так, очаги сильных промежуточных землетрясений были зарегистрированы в Румынии и на Гиндукуше.

Особенно много примеров связи поясов поверхностных, промежуточных и глубоких землетрясений непосредственно с тектоникой Тихоокеанской области: поверхностные землетрясения обычно происходят между океаническими прогибами и ближайшей материковой или островной горными цепями, очень же глубокие землетрясения значительно удалены от океанических впадин. Арктическо-Атлантический пояс возникновения землетрясений и пояс Индийского океана, как и ответвление Тихоокеанского пояса к острову Пасхи, также совпадают с подводными горными цепями.

Распределение землетрясений по энергии, по географическим зонам, а также их связь со строением этих зон, т.е. вся эта совокупность характеристик, объединяются понятием *сейсмичность*.

Пояса сейсмической активности делят всю поверхность земного шара на блоки, внутренние части которых можно считать *асейсмическими*. Тихоокеанский бассейн является одним из таких блоков; остальные, наиболее крупные, имеют континентальный характер.

### 3.2. Сейсмические волны

Очаг землетрясения возбуждает сейсмические волны. При их распространении в среде возникают силы (или напряжения), которые вызывают деформации и отклонения частиц почвы от положения равновесия. На больших эпицентральных расстояниях колебания почвенных частиц упругие, т.е. по окончании колебательного процесса частицы возвращаются в положение равновесия, а связь между напряжениями и деформациями подчиняется закону Гука.

Один из основных источников наших знаний о внутреннем строении Земли - скоростные характеристики упругих сейсмических волн, которые рассчитываются по записям упругих колебаний, возникающих при землетрясениях и распространяющихся в земной толще.

*Уравнения движения упругой среды и волны.* Уравнения движения в прямоугольной системе координат имеют вид:

$$\rho(\partial^2 U / \partial t^2) = (\lambda + G)(\partial \beta / \partial x) + G \nabla^2 U, \quad (3.1)$$

$$\rho(\partial^2 V / \partial t^2) = (\lambda + G)(\partial \beta / \partial y) + G \nabla^2 V, \quad (3.2)$$

$$\rho(\partial^2 W / \partial t^2) = (\lambda + G)(\partial \beta / \partial z) + G \nabla^2 W, \quad (3.3)$$

где  $\rho$  - плотность среды;  $U, V, W$  - компоненты смещения частицы;  $\lambda, G$  - постоянные Ламэ (модули упругости);  $\beta = \partial U / \partial x + \partial V / \partial y + \partial W / \partial z$  - объемная деформация;  $\nabla^2$  - оператор  $\partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2$ .

Покажем, что уравнения движения (3.1) - (3.3) описывают распространение волн двух типов. Продифференцируем эти уравнения по координатам и сложим отдельно левые и правые части. Получим:

$$\rho(\partial^2 \beta / \partial t^2) = (\lambda + 2G) \nabla^2 \beta.$$

Это волновое уравнение показывает, что объемное

расширение распространяется в среде со скоростью  $\left[(\lambda + 2G)/\rho\right]^{1/2}$ .

С другой стороны, дифференцируя (3.2) по  $z$  и (3.3) по  $y$  и вычитая из одного результата другой, получим

$$\rho(\partial^2/\partial t^2)(\partial W/\partial y - \partial V/\partial z) = G\nabla^2[(\partial W/\partial y) - (\partial V/\partial z)].$$

Но это уравнение можно записать и так:

$$\rho(\partial^2 W_x/\partial t^2) = G\nabla^2 W_x.$$

Следовательно, вихревые колебания распространяются со скоростью  $(G/\rho)^{1/2}$ .

Если объемное расширение  $\beta$  равно нулю, то уравнение (3.1) дает

$$\rho(\partial^2 U/\partial t^2) = G\nabla^2 U.$$

Аналогичные уравнения получаются для  $V$  и  $W$ . Если  $U$ ,  $V$  и  $W$  удовлетворяют условиям  $U = \partial\phi/\partial x$ ,  $V = \partial\phi/\partial y$ ,  $W = \partial\phi/\partial z$ , где  $\phi$  - потенциальная функция, то вращения  $W_x$ ,  $W_y$ ,  $W_z$  будут равны нулю. В этом случае  $\beta = \nabla^2\phi$  и  $\partial\beta/\partial x = \nabla^2 U$ . Учитывая эти условия в уравнении (3.1), получим:

$$\rho(\partial^2 U/\partial t^2) = (\lambda + 2G)\nabla^2 U.$$

Таким образом, внутри упругого тела волны могут распространяться с двумя скоростями (рис. 3.2). Волны, связанные с вращением (*поперечные волны S*), распространяются со скоростью  $(G/\rho)^{1/2} = b$ , а волны, связанные с объемными деформациями (*продольные волны P*), распространяются со скоростью

$$\left[\frac{(\lambda + 2G)}{\rho}\right]^{1/2} = a.$$

Скорость поперечных волн зависит только от плотности среды  $\rho$  и модуля сдвига  $G$ , и может показаться, что скорость продольных волн (волн расширения) должна зависеть только от плотности среды и модуля объемного сжатия  $K$ . Однако  $K = \lambda + 2G/3$ , так что скорость продольных волн  $\left[(K + 4G/3)/\rho\right]^{1/2}$  и, следовательно, зависит как от модуля объемного сжатия, так и от модуля сдвига. Физический смысл этого выражения следующий: при распространении продольных волн среда подвергается не просто сжатию (расширению), а комбинации сжатия и сдвига (рис. 3.2).

Рассмотрим для пояснения сказанного некоторый кубик материала, расположенный на пути плоской продольной волны, распространяющейся в направлении оси  $x$ ; площадь его поперечного

сечения, перпендикулярного оси  $x$ , остается неизменной при прохождении волны, тогда как размер в направлении оси  $x$  изменяется. Следовательно, имеет место изменение формы элемента наряду с изменением его объема, и сопротивление среды сдвигу играет роль наравне с сопротивлением сжатию. Отметим еще, что смещения  $U$  и  $W$  в вертикальной плоскости слагаются из суммы движений в продольной ( $P$ ) и поперечной ( $S$ ) волнах. Компоненту движения в волне  $S$ , принадлежащую вертикальной плоскости  $ZX$ , называют компонентой поперечной волны  $SV$ . Смещение же  $V$ , происходящее горизонтально, представляет компоненту поперечной волны, которую называют волной  $SH$ .

Упругие колебания, распространяясь в безграничном упругом полупространстве, постепенно заполняют все больший объем. Такой процесс называется распространением *объемных* сейсмических волн - продольных и поперечных. Слоистость Земли вносит осложнения в распространение сейсмических волн. Движение колебаний вдоль границ слоев путем последовательных отражений продольных и поперечных объемных волн образует *поверхностные* сейсмические волны.

При косом падении на отражающую плоскость продольной волны помимо отраженной, тоже продольной, возникает отраженная (*обменная*) поперечная волна  $SV$ ; при падении на отражающую плоскость поперечной волны  $S$  из ее компоненты  $SV$  возникает как отраженная волна  $SV$ , так и продольная волна  $P$ . Падающая волна и отраженные волны  $P$  и  $SV$  взаимодействуют так, что колеблющиеся частички описывают эллиптическую орбиту в вертикальной плоскости (рис. 3.3). Так возникает *рэлеевская* волна ( $R$ ).

Волны  $SH$  при отражениях не образуют продольных волн и сохраняют свой тип. Взаимодействие падающих и отраженных волн  $SH$  создает волну *Лява* ( $L$ ).

В общем случае *рэлеевская* волна имеет по линии эпицентр - станция вертикальную и горизонтальную компоненты. Волна *Лява* состоит только из горизонтальной компоненты, перпендикулярной направлению на эпицентр (рис. 3.3).

По образному выражению Б. Б. Голицына, сейсмические волны являются волшебным фонарем, на краткий миг освещающим человеку недра планеты. Эти краткие, но достаточно частые вспышки волшебного фонаря и являются пока единственным средством, позволяющим "просветить насквозь" земной шар и выяснить особенности его внутреннего строения (рис. 3.4).

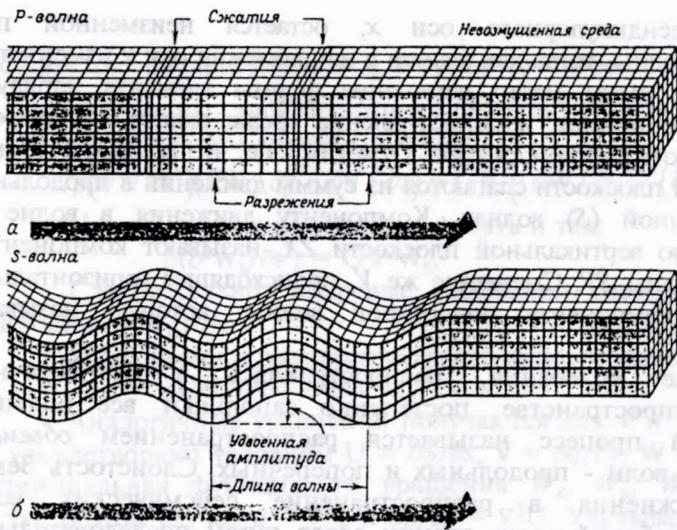


Рис. 3.2. Два типа объемных волн Р (а) и S (б).

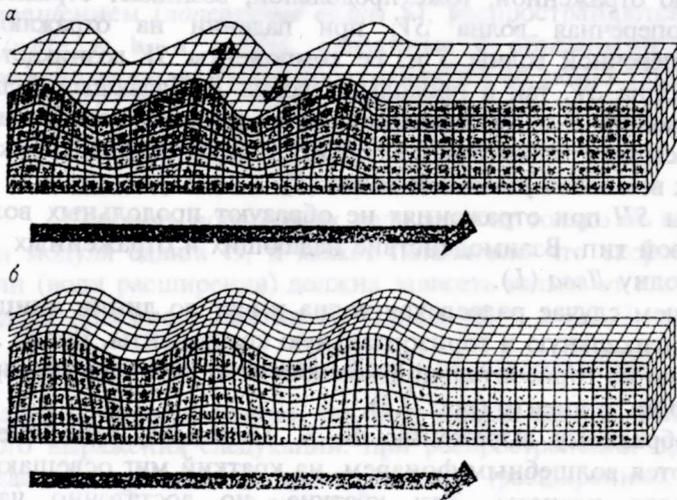


Рис. 3.3. Смещения грунта на земной поверхности при прохождении волн Лява (а) и Рэлея (б).

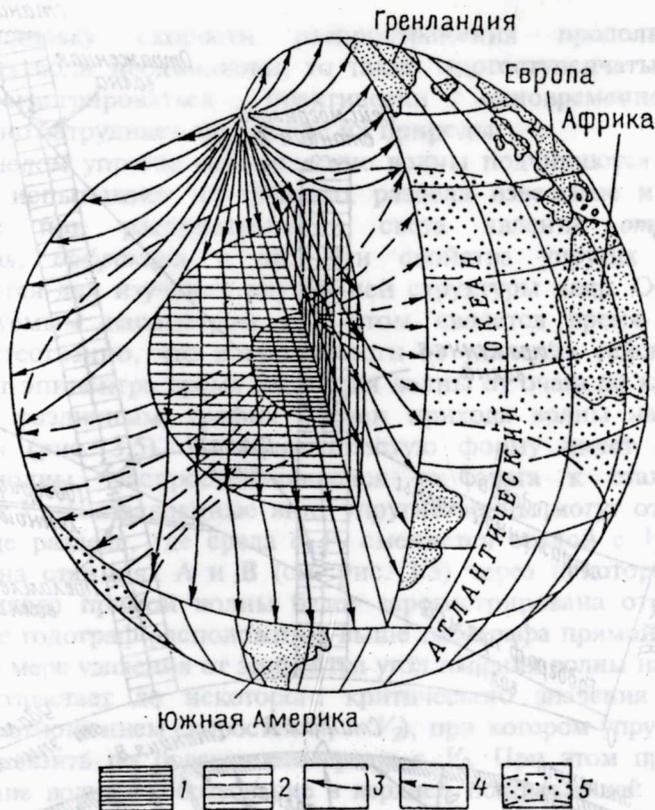


Рис. 3.4. Схема распространения упругих волн в недрах Земли от очага в районе Японских о-вов.

Ядро: 1 - внутреннее, 2 - внешнее; сейсмические волны: 3 - проходящие, 4 - преломленные; 5 - область сейсмической тени

Механизм проникновения упругих сейсмических волн через тело нашей планеты достаточно сложен. Дело в том, что на границах слоев с различной скоростью распространения упругих волн часто происходит их перерождение - преобразование продольных волн в поперечные и наоборот. Так возникают волны с многоступенчатым происхождением:

$P$   $PP$   $PS$   $PPP$   $PSS$   $PSP$   $S$   $SP$   $SS$   $SPP$   $SPS$   $SSS$  и т. д.

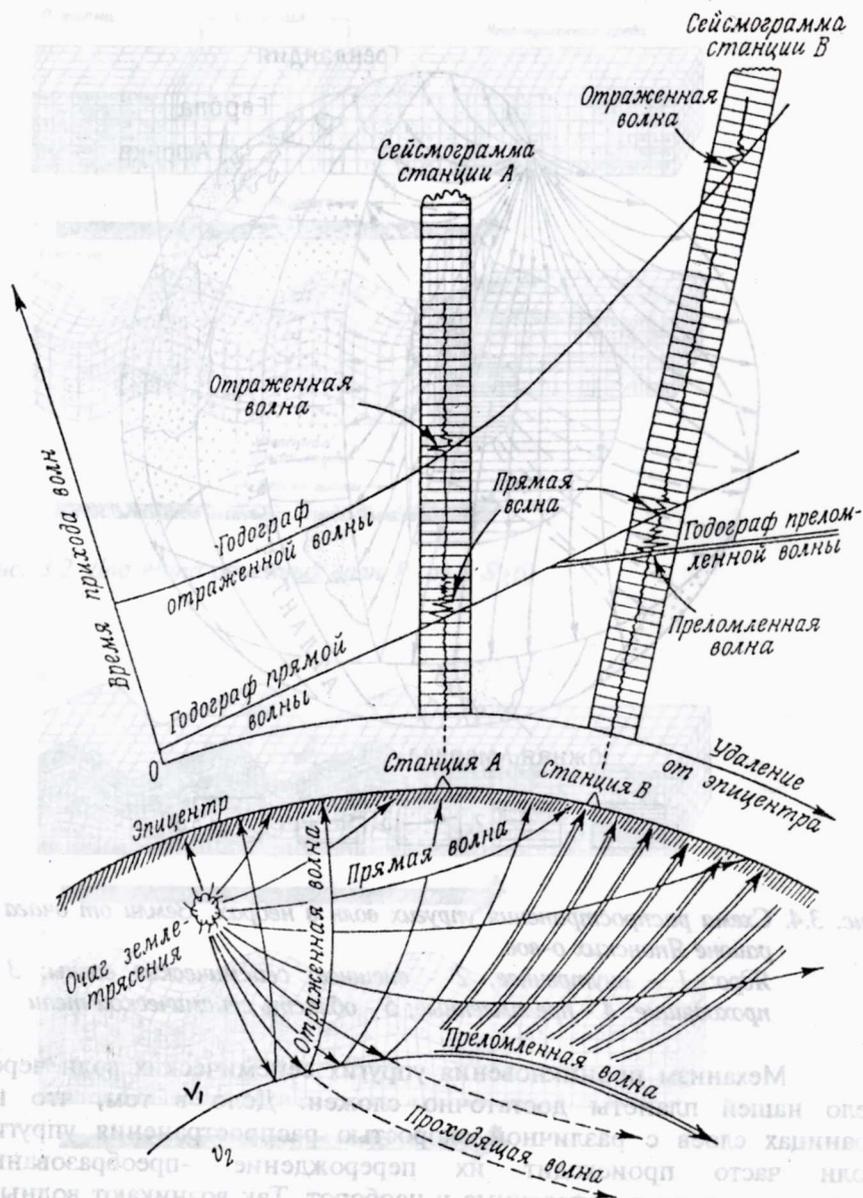


Рис. 3.5. Схема распространения и годографы прямой, преломленной и отраженной волн.

Поскольку скорости распространения продольных и поперечных волн неодинаковы, то такие многоступенчатые волны могут регистрироваться практически одновременно, что существенно затрудняет выяснение их природы.

В целом упругие сейсмические волны подчиняются законам оптики и испытывают на границах раздела известные и хорошо изученные при распространении света явления *отражения, преломления, дифракции* и др. Эти свойства упругих волн и используются для изучения внутренней структуры недр. Основным регистрируемым параметром при этом является время прихода волны. Естественно, что в зависимости от удаления сейсмических станций от эпицентра время движения волны от очага до каждой из них будет различным; график времен прихода волны называется *годографом* (рис. 3.5). Наиболее простую форму имеет годограф прямой волны, распространяющейся от очага к станции со скоростью  $V_1$ . Направленные вниз упругие волны могут отразиться на границе раздела, где среда с  $V_1$  сменяется средой с  $V_2$ . Таким образом, на станциях А и В (см. рис. 3.5) через некоторое время после прихода прямой волны будет зарегистрирована отраженная волна, а ее годограф расположится выше годографа прямой волны.

По мере удаления от эпицентра угол падения волны на границу раздела возрастает до некоторого критического значения (определяемого соотношением скоростей  $V_1$  и  $V_2$ ), при котором упругая волна начнет скользить по поверхности среды с  $V_2$ . При этом произойдет преломление волны - образование в верхней покрывающей среде так называемой *головной преломленной* волны, распространяющейся с более высокой скоростью  $V_2$ . Поэтому преломленная волна на станцию В придет первой, а ее годограф будет располагаться на минимальных временах, ниже годографа прямой волны.

Показанные на графике примеры сейсмограмм, зарегистрированных на станциях А и В, достаточно просты. Необходимо, однако, заметить, что здесь показан только один вид волн (например, Р) и не учтены возможности многократного преломления, отражения от земной поверхности, образования обменных волн и т. д. Обычно эти явления составляют сложную волновую картину, расшифровка которой является трудной и не всегда однозначно решаемой задачей.

Однако в случае, если природа волны определена, время ее прихода позволяет установить глубину залегания границы раздела, на которой произошло отражение или преломление. Действительно,

зная время движения такой волны и ее скорость, путем несложных геометрических построений можно рассчитать длину пути волны, а следовательно, и глубину  $h$  до границы.

Особое внимание уделяется оценке скорости распространения упругих волн. И если для верхней покрывающей среды скорость может быть достаточно просто определена по прямым волнам, то для более глубокозалегающих слоев оценка скорости представляет собой сложную задачу. Однако и она решается путем анализа формы годографа, крутизны его наклона к осям и т. д. Естественно, что решение этой задачи невозможно по данным одной сейсмической станции; построение годографов землетрясений является результатом обмена информацией многих сейсмических станций и даже национальных сейсмических служб разных стран.

Таким образом, регистрация землетрясений позволяет выявить в теле нашей планеты ряд слоев с различными скоростями распространения упругих сейсмических волн и даже сделать выводы о физическом состоянии вещества этих слоев.

Практически эти же принципы используются для детального изучения геологического разреза верхних слоев нашей планеты. При этом роль источника возбуждения выполняет не землетрясение, а искусственные взрывы или специальные источники колебаний различных конструкций. На этой основе создан специальный геофизический метод разведки - сейсморазведка, с помощью которой уверенно выделяются границы слоев в недрах планеты.

### **3.3. Механизм возникновения землетрясений**

Выяснение причин землетрясений и объяснение их механизма - одна из основных задач сейсмологии. Общая картина происходящего представляется следующей.

В очаге происходят разрывы и интенсивные неупругие деформации среды, приводящие к землетрясению. Деформации в самом очаге носят необратимый характер, а в области, внешней к очагу, являются сплошными, упругими и преимущественно обратимыми. Именно в этой области распространяются сейсмические волны. Очаг может либо выходить на поверхность, как при некоторых сильных землетрясениях, либо находиться под ней, как во всех случаях слабых землетрясений.

Путем непосредственных измерений были получены до сих пор довольно немногочисленные данные о величине подвижек и видимых на поверхности разрывов при катастрофических землетрясениях. Для слабых землетрясений непосредственные измерения невозможны. Наиболее полные измерения разрыва и подвижек на поверхности были проведены для землетрясения 1906 г. в Сан-Франциско. На основании этих измерений Дж. Рейд в 1910 г. выдвинул гипотезу упругой отдачи. Она явилась отправной точкой для разработки различных теорий механизма землетрясений. Основные положения теории Рейда следующие:

1. Разрыв сплошности горных пород, вызывающий землетрясение, наступает в результате накопления упругих деформаций выше предела, который может выдержать горная порода. Деформации возникают при перемещении блоков земной коры друг относительно друга.

2. Относительные перемещения блоков нарастают постепенно.

3. Движение в момент землетрясения является только упругой отдачей: резкого смещения сторон разрыва в положение, в котором отсутствуют упругие деформации.

4. Сейсмические волны возникают на поверхности разрыва - сначала на ограниченном участке, затем площадь поверхности, с которой излучаются волны, растет, но скорость ее роста не превосходит скорости распространения сейсмических волн.

5. Энергия, освобожденная во время землетрясения, перед ним была энергией упругой деформации горных пород.

В результате тектонических движений в очаге возникают касательные напряжения, система которых, в свою очередь, определяет действующие в очаге скалывающие напряжения. Положение этой системы в пространстве зависит от так называемых нодальных поверхностей в поле смещений ( $y = 0, z = 0$ ).

В настоящее время для изучения механизма землетрясений используют записи сейсмических станций, размещенных в разных точках земной поверхности, определяя по ним направление первых движений среды при появлении продольных ( $P$ ) и поперечных ( $S$ ) волн. Поле смещений в волнах  $P$  на больших расстояниях от источника выражается формулой

$$U_p = \frac{-F_{yz} \gamma r}{(\pi \rho \alpha^2 L^2 \sqrt{L^2 - y^2})},$$

где  $F_{yz}$  - сила, действующая на площади радиусом  $r$ ,  $\rho$  - плотность горных пород;  $\alpha$  - скорость  $P$ -волны;  $L$  - расстояние до пункта наблюдения.

В одной из нодалных плоскостей расположена площадка скольжения. Оси сжимающих и растягивающих напряжений перпендикулярны линии их пересечения и составляют с этими плоскостями углы в  $45^\circ$ . Так что, если на основе наблюдений найдено положение в пространстве двух нодалных плоскостей продольных волн, то этим самым будут установлены положение осей главных напряжений, действующих в очаге, и два возможных положения поверхности разрыва.

Границу разрыва называют дислокацией скольжения. Здесь главную роль играют дефекты кристаллической структуры в процессе разрушения твердых тел. С лавинным нарастанием плотности дислокации связаны не только механические эффекты, но и электрические и магнитные явления, которые могут служить предвестниками землетрясений. Поэтому главный подход к решению проблемы предсказания сильных землетрясений исследователи видят в изучении и выявлении предвестников различной природы.

В настоящее время общепринятыми являются две качественные модели подготовки землетрясений, которые объясняют возникновение предвестниковых явлений. В *первой модели* развитие очага землетрясения объясняется *дилатансией*, в основе которой лежит зависимость объемных деформаций от касательных усилий. В водонасыщенной пористой породе, как показали опыты, это явление наблюдается при напряжении выше предела упругости. Возрастание дилатансии приводит к падению скоростей сейсмических волн и подъему земной поверхности в окрестности эпицентра. Затем в результате диффузии воды в очаговую зону происходит увеличение скоростей волн.

Согласно *второй модели - лавиностойчивого трещинообразования* - явления предвестников могут быть объяснены без предположения о диффузии воды в очаговую зону. Изменения скоростей сейсмических волн можно объяснить развитием ориентированной системы трещин, которые взаимодействуют между собой и по мере роста нагрузок начинают сливаться. Процесс приобретает лавинный характер. На этой стадии материал неустойчив, происходит локализация растущих трещин в узких зонах, вне которых трещины закрываются. Эффективная жесткость среды возрастает, что приводит к увеличению скоростей сейсмических волн. Изучение явления показало, что отношение скоростей продольных и поперечных волн перед землетрясением сначала уменьшается, а затем возрастает, и эта зависимость может являться одним из предвестников землетрясений.

### 3.4. Расчеты энергии землетрясений

Оценка энергии землетрясений представляет большое значение для выявления их взаимосвязи и причин возникновения. Такая связь существует: слабые землетрясения могут являться предвестниками сильных. Важно классифицировать землетрясения по величине энергии. Оценка их силы в *баллах*, требуя обследования на местности, может быть дана далеко не всегда (особенно в малонаселенных районах и на морях). Немаловажно, что балльная оценка делается, как правило, не для эпицентра, а для ближайшего к нему населенного пункта. Энергия же землетрясения может быть рассчитана по данным сейсмических станций для любого зарегистрированного колебания, причем это будет величина, характеризующая не эпи-, а гипоцентральною область землетрясения.

Остановимся на понятии "энергия землетрясения". Причиной землетрясения являются значительные деформации земных слоев. С энергетической точки зрения землетрясение есть "освобождение" энергии деформации и переход ее в другие формы. Освобождающаяся энергия расходуется, главным образом, на разрушение горных пород в районе очага, часть ее переходит в тепло и лишь небольшая доля этой энергии идет на образование упругих волн, излучаемых очагом. При исследовании взрывов эта доля оказалась равной 1-6% от общей величины энергии; аналогия хотя и грубая, но возможная. Умение определять общую освобождаемую энергию позволило бы судить о потенциальной величине энергии деформаций, вызывающих землетрясение, оценивать по наблюдениям сейсмических станций силу сотрясения в эпицентральной области и т.д. К сожалению, пока мы можем пользоваться только косвенными соображениями. Мы можем непосредственно измерить лишь энергию различных упругих волн, вызываемых землетрясением в толще Земли. В связи с этим термин "энергия землетрясения" можно употреблять как для обозначения общей энергии, освобождающейся в очаге, так и для обозначения суммарной энергии упругих волн, излученных из очага. Мы будем применять этот термин во втором, более узком смысле. Учитывая реальные возможности, в настоящее время можно ставить задачу лишь о классификации землетрясений по величине суммарной энергии упругих волн.]

Зависимость  $\log A$  от  $M$  (баллы) от  $M$  излученных волн  
И. В. Шелли, который получил

Землетрясения очень различаются по величине энергии: например, энергия наиболее сильного катастрофического землетрясения может быть в  $10^{15}$  раз больше энергии наименьшего, едва регистрируемого сотрясения коры. Это заставляет нас сравнивать энергию разных по силе землетрясений по логарифмической шкале. Обычно достаточно определить значение энергии с точностью до порядка.

**Шкала землетрясений Рихтера-Гутенберга.** В 1935 г. К.Рихтер предложил классификацию землетрясений по значениям максимальной амплитуды записи, сделанной горизонтальным крутильным сейсмографом Вуда -Андерсена ( $B$ ), которая измерена в миллиметрах. Он обнаружил, что если построить для разных землетрясений графики значений  $lgB$  как функции эпицентрального расстояния, то получатся приблизительно параллельные кривые. Относительная высота этих кривых, по-видимому, зависит от силы землетрясения (при постоянной глубине очага). Так была создана *шкала магнитуд*.

Обозначим через  $lgB^* = f(L)$  значения кривой, по отношению к которой определяется относительная "высота" графиков  $lgB$ , полученных для изучаемых землетрясений. Тогда эта высота, т.е.  $M = lgB - lgB^*$ , и будет условной характеристикой силы (или интенсивности) землетрясения - его магнитудой.

Точность определений  $M$  по данным одной станции с применением индивидуальных станционных поправок равна примерно 0,3.

Главнейшим недостатком шкалы магнитуд в этом виде является то, что она привязана к сейсмографам Вуда-Андерсена. Сейсмографы других типов имеют существенно отличные характеристики.

Этот недостаток был в значительной мере преодолен, когда в 1945 г. Б.Гутенберг предложил способ определения интенсивности удаленных землетрясений ( $L > 20^\circ$ ) непосредственно по смещениям почвы. Он обратил внимание на то, что для таких эпицентральных расстояний максимум записи сейсмографа Вуда-Андерсена приходится на поверхностные волны с периодами 18-20 с. В пределах этих периодов частотная характеристика сейсмографа Вуда-Андерсена практически постоянна и, следовательно, силу землетрясения можно определить по формуле

$$M = lgA_{20} = lgA^* + C + D.$$

Здесь  $A_{20}$  - максимальное горизонтальное смещение почвы (в микронах) в поверхностных волнах с периодами 18-20 с;  $lgA^*$  - значение кривой отсчета, т.е. логарифм максимального горизонтального смещения почвы в поверхностных волнах с периодом 18-20 с, взятый как функция эпицентрального расстояния для землетрясений с нулевой интенсивностью;  $C$  - эмпирическая поправка, учитывающая грунтовые условия в районе станции и другие особенности регистрации на данной станции сейсмических волн;  $D$  - эмпирическая поправка, учитывающая особенности очага: его глубину, неоднородность излучения, строение коры между очагом и станцией и т.д.

Кривая  $lgA^*$  первоначально была получена Б.Гутенбергом из кривой  $lgB^*$  путем параллельного переноса:  $lgA^* = lgB^* + 2,5$ , но затем уточнена на обширном материале.

Б.Гутенберг разработал также способ определения силы землетрясения по объемным волнам  $P$ ,  $PP$ ,  $S$ . Формула имеет следующий вид:

$$0,9 M = lg(A/T) - lg(A/T)^* + C.$$

Видно, что в этом случае интенсивность определяется величиной  $A/T$ . Для синусоидальных колебаний величина  $A/T$  с точностью до множителя  $2\pi$  является максимум скорости колебаний грунта:

$$V = 2\pi A/T \text{ или } V \approx A/T.$$

Таким образом, в случае объемных волн сила землетрясения определяется максимальной скоростью колебаний грунта.

С физической точки зрения формулу для  $M$  правильно записать следующим образом:

$$M = lg(A/T) - lg(A/T)^* + C + D.$$

**Балльная оценка силы землетрясений.** Для изучения сейсмичности отдельных территорий очень важно иметь балльную оценку землетрясений по инструментальным данным, особенно при разрушительных землетрясениях, когда нет возможности дожидаться обследования эпицентральной зоны. Впервые уравнение, связывающее балльность ( $I_0$ ) в эпицентре с магнитудой ( $M$ ), было получено Б.Гутенбергом и К.Рихтером для калифорнийских землетрясений в виде:

$$I_0 = aM - b; a = 1,7; b = 2,1,$$

где  $a$ ,  $b$  - некоторые постоянные для очагов с глубиной  $\approx 20$  км. Зависимость  $I_0$  (в баллах) от глубины очага ( $h$ ) изучал также Н.В.Шебалин, который получил:

$$I_0 = 1,5 M - 3,5 lgh + 3.$$

Следует отметить, что оценка силы землетрясений в баллах имеет существенный недостаток, обусловленный многообразием индивидуальных особенностей конструкций любых сооружений.)

В таблице 3.1 указаны амплитуды относительных колебаний центра качания сейсмографа (маятника) с периодом 0,25 с и декрементом затухания 0,50 при землетрясениях различной балльности.

Таблица 3.1.

Сопоставление 12-балльной шкалы для определения сильных землетрясений с амплитудой смещения (маятника) сейсмометра

Балл	Название землетрясения	Амплитуда, мм
1	Незаметное	-
2	Очень слабое	-
3	Слабое	-
4	Умеренное	0,5
5	Довольно сильное	0,5-1,0
6	Сильное	1,1-2,0
7	Очень сильное	2,1-4,0
8	Разрушительное	4,1-8,0
9	Опустошительное	8,1-16,0
10	Уничтожающее	16,1-32,0
11	Катастрофа	32,0 и более
12	Сильная катастрофа	-

Сила сотрясений в баллах не определяет однозначно энергию колебания, которая выделяется в момент землетрясения в области его очага. Одна и та же балльность землетрясения в эпицентре может соответствовать различной энергии при различной глубине очага: чем глубже очаг, тем больше должна быть выделяемая энергия.

На свете нет явлений  
Не соответствующих природе.  
На свете есть явления,  
Не соответствующие  
Нашим знаниям о природе".  
Августин.

## Глава 4. СЛУЧАЙНОСТЬ И НЕУСТОЙЧИВОСТЬ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

### 4.1. О самоорганизации в природе

К категории "ниспровергателей", совершивших научные перевороты, следует отнести В.И. Вернадского, создавшего учение о биосфере (1925 г.), Н. Винера - основоположника кибернетики (1948 г.) и И.Р. Пригожина - создателя термодинамической теории структур, теории саморазвития и самоорганизации открытых неравновесных систем (1960 г.). Последнее играет основную роль в теории структур.

Если эволюция закрытой системы характеризуется необратимым стремлением к состоянию равновесия (в пределе - к абсолютно однородному состоянию), характеризующимся максимально возможным значением энтропии, т.е. к деградации, то эволюция открытых систем может привести к совершенно противоположному результату. В качестве примера такого рода структур, возникших в условиях равновесия, можно привести газ, молекулы которого в закрытом сосуде по прошествии достаточно длительного времени будут распределены практически равномерно, и идеальный кристалл, где имеется строгая упорядоченность, но она ощутима лишь в микроскопическом масштабе, редко превосходящем по порядку величины молекулярный диаметр [Николис, Пригожин, 1990].

Кроме того, имеет смысл выделить в особую группу так называемые *вынужденные структуры*, или штампы [Гапонов-Грехов, Рабинович, 1988], к которым вплоть до недавнего времени относили практически все геологические объекты. Вынужденные структуры очень близки к равновесным, поскольку их эволюция определяется пассивным стремлением к переуравновешиванию вслед за некоторыми изменениями во внешней среде. Соответственно, к ним применим принцип Я. Седерхольма почти 100-летней давности " у старого солдата больше шрамов, чем у молодого", что предполагает возможность путем "снятия" все более древних

преобразований (гипергенных, тектонических, метасоматических и т.д.) вычислить точку так называемого “термодинамического нуля”, из которого начала эволюционировать система. На данном принципе и строятся до сих пор практически все геологические модели генезиса: некогда возникнув, геологический объект в дальнейшем лишь преобразуется, деформируется, разрушается и задача исследователя - отыскать в этих “руинах” те самые, чаще всего гипотетические первичные признаки, которые и укажут на условия зарождения рассматриваемой системы.

Одновременно со вторым началом термодинамики появляется теория эволюции биологических видов Ч. Дарвина (1855 г.), которая объясняет все разнообразие вымерших и ныне существующих видов естественным отбором. В современной интерпретации она включает два основных положения: во-первых, предполагается, что в процессе воспроизведения испытываются все новые формы, которые в большинстве своем оказываются нежизнеспособными и отмирают, и, во-вторых - что новые формы возникают вследствие чисто случайных нарушений генной структуры [Гейзенберг, 1990]. При этом весь ход эволюции жизни на Земле говорит о постоянном усложнении населяющих ее организмов. В частности, еще за полтора десятка лет до Дарвина американский геолог Д. Дана установил, что с эпохи кембрия, когда появляются первые зачатки центральной нервной системы, и далее идет медленное, но неуклонное усложнение, “утончение, усовершенствование нервной ткани, в частности мозга” [Вернадский, 1988]. Возникает фундаментальное противоречие со вторым законом термодинамики, предсказывающим, наоборот, деградацию и усреднение.

Нет нужды говорить об особой физике для живого и неживого. Речь идет о различной эволюции систем в условиях равновесия и вдали от него. В последнем случае в уравнениях состояния появляется время. Например, в выражении И. Пригожина для производства энтропии  $p = dS/dt$ . Иными словами, хотя полярность времени в биологических системах настолько же очевидна, как и в классических тепловых, их эволюция в корне отлична. Это заставило многих ученых, в частности, В.И. Вернадского, ввести понятие биологического времени, отличного не только от абсолютного времени классической механики, но и от времени энтропийного. Так, Вернадский вполне обоснованно ставит вопрос, могут ли полярные векторы биологического (и

геологического) времени быть геометрически различны и вне сравнения с энтропией [Вернадский, 1988], причем настаивает на утвердительном ответе. И.Р.Пригожин [Стенгерс, Пригожин, 1985] называют эту вторую сущность времени внутренним, в течении которого система не только производит, а, наоборот, в большей степени вычерпывает энтропию за счет внешних потоков. Таким свойством обладают как "живые" системы, так и те "неживые", которые с помощью самоструктурирования способны не только производить, но и вычерпывать из среды энтропию.

Касаясь проблемы эволюции живых систем, В. Гейзенберг в 1930 году высказал предположение, что в будущем, когда биология так же полностью сольется с физикой и химией, как последние слились между собой, в этом новом естествознании будут действовать природные законы какого-то более всеобъемлющего рода. В пользу этого говорит то, что "квантовомеханические законы так или иначе должны быть восполнены концепцией эволюции, т.е. отбора, действующего в масштабе геологического времени, без чего той будущей универсальной науке не удастся объяснить разнообразие организмов" [Гейзенберг, 1990. С. 237]. Его пророчества начинают сбываться - мы вплотную подошли к созданию холистической (от Whole - целое) научной парадигмы, куда классическая термодинамика входит лишь в качестве частного случая.

Поскольку сверхкритическая отдача энтропии возможна лишь при наличии способствующей тому внутренней структуры, то при определенных условиях в таких системах возникают пространственные или временные регулярные образования, само существование которых поддерживается только за счет оперативного рассеяния (диссипации) поступающей извне энергии. Например, если в ламинарный поток жидкости привнести дополнительную энергию, это будет скомпенсировано увеличением ее диссипации за счет передачи от крупномасштабных турбулентных вихрей к все более и более мелкомасштабным, где уже начинает играть роль вязкость, переводящая механическую энергию вихрей в тепло. Эти структуры, получившие название *диссипативных структур*, чрезвычайно широко распространены в живой природе и играют выдающуюся роль в нарушении временной симметрии.

Как оказалось, несмотря на различие природы диссипативных систем (гидродинамические, химические, магнитные, оптические, биологические и т.д.) и типов возникающих в них структур (автоколебания и автоволны, несколько типов хаоса,

автосолитоны и т.д.), можно выделить следующие четыре необходимых условия самоорганизации [Эбелинг, 1979]:

1. система является термодинамически открытой;
2. динамические уравнения системы нелинейны;
3. отклонение от равновесия превышает критическое значение;
4. микроскопические процессы происходят кооперативно.

#### 4.2. Геофизика и твердая Земля

В последние годы усилиями М.А. Садовского с коллегами введен термин "*геофизическая среда*", под которым понимается совокупность геофизических свойств горных пород на масштабном уровне от образцов горных пород до планет в целом. Геофизическая среда содержит иерархию неоднородностей разного масштаба, неоднородностей, разделенных системой просачивания или перколяции. Она нелинейно упругая, сейсмически активная и изменяющаяся во времени. Эти особенности во многом определяются несплошностью среды, наличием в ней разломов, трещин, пустот, пор, миграций флюидов, а также различными физико-химическими процессами, протекающими в ней. Вместе с тем, важность понятия перколяции и ее систем - перколяционных кластеров - отнюдь не ограничивается минералогическими или петрографическими рамками, поскольку теория перколяции дает замечательную математическую модель фазовых переходов и других критических или переходных явлений во многих областях физики. В частности, если согласиться с утверждением, что назначение структуры литосферы состоит в том, чтобы наиболее эффективно диссипировать непрерывно подкачиваемую в нее эндогенную (тектоническую) энергию, то образование структур отдельностей (зон энергетического просачивания, или зон перколяции) геофизической среды в большом диапазоне масштабов можно рассматривать как процесс самоорганизации этой среды [Садовский, 1986; Садовский, Писаренко, 1991]. Процесс этот реализуется с накоплением и скачкообразной разгрузкой энергии по этим зонам - потенциальным зонам сейсмической активности и землетрясений. Очевидно, что такая перестройка затрагивает практически все аспекты организации горной породы (механические, физические и химические) и может быть выявлена на самых разных иерархических уровнях. Вспомним ломоносовское "рождение металлов от трясения Земли".

Указанные авторы привлекли внимание к тому, что Земля сложна, в ней постоянно происходят изменения под влиянием непрерывной подпитки энергией как из ее недр, так и из космоса. Развитие Земли это процесс кооперативного взаимодействия различных природных явлений, которое и составляет сущность геологической самоорганизации. Во многих случаях для всех этих разнородных явлений характерно то, что они не допускают достаточно надежного и точного прогнозирования их течения на сколько-нибудь значительный период времени вперед, как бы точно и подробно мы не пытались измерить их в настоящий момент времени. Иными словами, в эволюции этих процессов заложена случайность или хаотичность. Сочетание необходимых условий для самоорганизации со случайностью и определяет детерминированно-хаотический характер возникающих структур, включая пространственные, пространственно-временные и временные. К ним можно отнести воздушные и океанические потоки, динамику земной поверхности, горные удары, землетрясения и т.п.

Землю можно рассматривать как открытую систему взаимодействующих отдельностей (неоднородностей). Эти отдельности имеют разную физико-химическую природу: геологические блоки; отдельности горной породы; плотностные, химические, тепловые и другие неоднородности. В процессе непрерывной подпитки энергией эта система отдельностей самоорганизуется в диссипативную структуру, имеющую самоподобный иерархический характер. Естественно, что в эволюции этой системы отдельностей важное место занимают неустойчивые процессы и акты неустойчивости (геологические катастрофы, извержения вулканов, землетрясения, оползни и т.д.). Поэтому и случайность является не второстепенным фактором, а существенным элементом в эволюции сложных систем.

На примере эволюции Земли мы видим, что в целом этот процесс идет направленно: образуются геологические структуры, возникают месторождения полезных ископаемых, зарождаются и развиваются различные живые организмы и т.п. В этом направленном эволюционном процессе роль случайности и неустойчивости состоит в генерации всевозможных новых структур и состояний. Наиболее устойчивые, эффективные и жизнеспособные из них "выживают" в процессе эволюции и естественного отбора, приводя к упорядоченным, высокоорганизованным сложным системам, одним из примеров которых является Земля.

Накопленная в земной коре упругая энергия трансформируется в другие виды - сейсмическую, тепловую, электромагнитную и т. д. Деформирование верхних твердых оболочек Земли происходит как в сейсмических, так и в асейсмических регионах: в среду непрерывно поступает тектоническая энергия со стороны находящихся под литосферой слоев верхней мантии и извне.

Многочисленные наблюдения подтверждают, что горная порода, образующая литосферу Земли, все время вибрирует в огромном диапазоне частот (размеры блоков могут быть любые). Можно обнаружить низкочастотные (миллионные доли герц) собственные колебания Земли, сейсмические колебания с частотами в тысячи и сотни доли герц, а также микросейсмические и акустические шумы с частотами в тысячи и более герц. Можно говорить о том, что литосфера все время находится в состоянии динамического равновесия с внешним миром, живо реагируя на все происходящие в ней изменения не только естественного, но и антропогенного происхождения.

#### 4.3. Геофизика и среда обитания

Антропогенная деятельность и усиливающееся техногенное воздействие на среду ускоряют геодинамические процессы. Причем причиной этого становятся не крупные события - сильные и катастрофические землетрясения, а резкое увеличение числа событий умеренных, слабых и очень слабых. Таким образом, среда реагирует на искусственное воздействие в направлении развития естественного процесса в виде ускорения разрядки напряжений и сохранности метастабильного состояния. Естественно, что в определенных условиях реакция на искусственное возбуждение связана с негативными последствиями. Примеры тому - сильные землетрясения, связанные с созданием искусственных водохранилищ, разработкой полезных ископаемых и др. Но эти отдельные акты ведут к стабилизации обстановки и в принципе искусственными же приемами могут быть отрегулированы: разделены на несколько более слабых актов, растянуты во времени или инициированы в нужный момент.

Нельзя, по-видимому, считать негативным и воздействие подземных ядерных испытаний на сейсмический поток. Напротив, они должны как бы "смягчить" сейсмичность - резко увеличивать активность слабых землетрясений и тем самым "умерять" землетрясения наиболее сильные, катастрофические.

Таким образом в целом постоянно усиливающаяся техногенная нагрузка на среду не "перегреет" ее, число наиболее разрушительных землетрясений не возрастет, а, наоборот, вероятно, даже уменьшится. Среди всех возможных сценариев развития сейсмического процесса под действием искусственных влияний большая часть должна сводиться к уменьшению сейсмической опасности и риска. Это относится в первую очередь к областям высокой тектонической и сейсмической активности. В районах малоактивных, платформенных техногенное воздействие приводит к некоторой сейсмической активизации. Будучи относительно слабо выраженными, эти явления могут, однако, причинить ущерб благодаря своей непредвиденности.

Широко распространено и культивируется мнение, что воздействие человека на природу имеет негативный характер практически в любом случае. На примере наведенной сейсмичности можно сказать, что это не всегда так. Действительно, в худшем случае могут возникнуть разрушительные землетрясения там, где их не ждали и, казалось бы, не должно было быть. Но этот эффект может быть предсказан, а его масштаб может быть уменьшен изменением режима воздействия.

Рассмотрим *соотношения биосферы с твердой Землей*. Эти отношения определяются, во-первых, геофизическими полями, во-вторых, непосредственными контактами и воздействиями живого вещества биосферы с "костным" веществом Земли. Так, *гравитационное поле* является основной предпосылкой возможности существования поверхностных геосфер и важнейшим регулятором их развития. При отсутствии гравитационного поля продукты разрушения горных пород не образовали бы стратисферы, укладываясь на поверхности Земли горизонтальными слоями, а распылились бы в космическом пространстве. Физически невозможным было бы существование водоемов, являющихся, по распространенному мнению, первичной средой формирования жизни. Само существование биосферы обязано гравитационному полю, обеспечивающему ее пространство и форму. В качестве регулятора гравитационное поле влияет на рост растений и животных, обеспечивая оптимальные соотношения между их размерами, весом, формой и, в частности, системой опор. Рост деревьев обычно связан не только со "стремлением к солнцу", но с необходимостью расположения центра тяжести дерева над поверхностью его опоры с учетом прочности ствола изогнутых

деревьев в местностях, доступных для сильных ветров. С гравитационным полем связана возможность существования организмов, в частности рыб, в водной среде. А если гравитационное поле определяет существование и регулирует развитие биосферы, то и его аномалии обязательно на нее влияют. Надо найти возможности определять влияние гравитационных максимумов, минимумов и градиентных зон на процессы в биосфере.

Очень существенно влияние *геомагнитного поля* на биосферу. Оно во многом определяет ориентацию организмов при дальних миграциях (рыб и перелетных птиц). Магнитное поле также влияет на биологические процессы в зависимости от того, как они ориентированы по отношению к силовым линиям. Колебания магнитного поля Земли и магнитные бури, вызываемые изменением солнечной активности, оказывают существенное воздействие на живое вещество биосферы. Далеко еще не восстановлена целостная картина такого воздействия, но с колебаниями магнитного поля некоторые ученые уже связывают урожайность зерновых, размножение и миграцию животных, эпидемии, рост обострений сердечно-сосудистых, нервных и психических заболеваний.

*Тепловое поле* Земли влияет на биосферу и организмы в смысле сохранения коренных систем и существования животных, использующих глубокие норы, хотя связанный с Землей в целом ее суммарный поток в четыре тысячи раз меньше количество тепла, поступающего на Землю от Солнца, и поэтому практически не сказывается на климате.

Мы привели в самом общем виде соображения о тех или иных влияниях геофизических полей Земли на биосферу и непосредственно на человека. Однако между твердой Землей и организмами биосферы существуют взаимоотношения, природа которых далеко не достаточно ясна.

В последнее время внимание геофизиков все больше привлекают явления космического и земного происхождения, в той или иной степени влияющих на среду обитания и условия жизнедеятельности человека. Развивается новая, экологическая отрасль геофизики, расширившая традиционный круг за счет включения в него вопросов, связанных с изучением загрязнения природной среды, и получившая название "экологическая геофизика".

*Экологическая геофизика* представляет собой область прикладной геофизики, в которой геофизические методы используются при изучении опасных с экологической точки зрения геологических процессов и явлений, а также разного рода загрязнения среды обитания. Экологическая геофизика охватывает проблемы влияния физических полей естественного (космического и земного), и искусственного происхождения на экосистемы и человека. Она изучает взаимоотношения природно-технических систем и человеческого общества в сфере энергообмена, а также управления геознергетикой.

В заключение отметим, что на геофизическую среду влияют эндогенные (тектонические) и экзогенные силы (перепады атмосферного давления и температуры воздуха, космическое влияние, связанное с гравитационным и электромагнитным воздействием). Прямо или опосредованно влияет на литосферу и человек. Заполнение водохранилищ, забор воды из рек и скважин на орошение и хозяйственные нужды, ядерные взрывы, запуск тяжелых ракет и многое-многое другое сказывается на процессах, происходящих в земной коре. При этом следует учитывать, что геофизические поля сложным образом взаимодействуют между собой.

Выскажем еще одно соображение. А.Л. Чижевский (1922 г.) в своих работах показал связь процессов, происходящих в социальной, политической, экономической, медико-биологической сферах с космическими процессами. Процессы, происходящие в недрах Земли и в космосе, одновременно влияют на литосферу, на людей и на технические объекты (Чернобыль, истощение озонового слоя, глобальная разрушительность военной геофизики и др.). Именно этим можно объяснить одновременное или почти одновременное происхождение землетрясений, национальных конфликтов, природно-техногенных катастроф в некоторых регионах.

## РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Аглонов С.В. Геодинамика. СПб, 1993. 106 с.
2. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., Мир, 1974. 373 с.
3. Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963. 263 с.
4. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983. 416 с.
5. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г. Введение в нелинейную геологию. Апатиты. Изд. КНЦ РАН, 1996. 181 с.
6. Итоги науки и техники. Серия Физика Земли. М., Наука, 1974-1986, т.т. 1-9.
7. Косыгин Ю.А. Человек. Земля. Вселенная. М., Наука, 1995. 270 с.
8. Кунин Н.Я. Строение литосферы континентов и океанов. М., Недра, 1989. 285 с.
9. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965. 378 с.
10. Стейси Ф. Физика Земли. М., Мир, 1972. 342 с.
11. Федынский В.В. Разведочная геофизика. М., Недра, 1967. 672 с.
12. Хмелевской В.К. Краткий курс разведочной геофизики. М., МГУ, 1979. 288 с.
13. Шарма П. Геофизические методы в региональной геологии. М., Мир, 1989. 484 с.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	5
Глава 1. Строение, состав и происхождение Земли .....	7
1.1. Форма, размеры, масса .....	7
1.2. Основные оболочки твердой Земли .....	10
1.3. Состав Земли .....	17
1.4. Происхождение Земли как планеты .....	21
Глава 2. Естественные физические поля Земли .....	24
2.1. Гравитационное поле .....	24
2.2. Тепловое поле .....	29
2.3. Магнитное поле .....	31
2.4. Электромагнитное поле .....	37
Глава 3. Общие представления о сейсмических явлениях ....	45
3.1. Сейсмичность Земли .....	45
3.2. Сейсмические волны .....	47
3.3. Механизм возникновения землетрясений .....	54
3.4. Расчеты энергии землетрясений .....	57
Глава 4. Случайность и неустойчивость в геофизических процессах .....	61
4.1. О самоорганизации в природе .....	61
4.2. Геофизика и твердая Земля .....	64
4.3. Геофизика и окружающая среда .....	66
Рекомендуемая литература .....	70

Н.В.Шаров

*Шаров*  
**ФИЗИКА ЗЕМЛИ**

Технический редактор В.А.Ганичев

**Лицензия ПЛД № 54-12 от 18 августа 1995г.**

Подписано к печати 15.12.96

Формат бумаги 60x84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная.

Усл.печ.л. 4.2. Уч.-изд.л. 4. Усл.краско-от. 4.2.

Заказ № 3. Тираж 100 экз.

---

Ордена Ленина Кольский научный центр им.С.М.Кирова РАН  
184200, Апатиты, Мурманская область, Ферсмана, 14



## **KOLA SCIENCE CENTRE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

184200, Мурманская область, г.Апатиты, ул.Ферсмана, 14

**GEOLOGICAL INSTITUTE**

14, Fersman st., Apatity, Murmansk region, 184200, RUSSIA