

Министерство образования и науки Российской Федерации
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«Национальный исследовательский
Томский политехнический университет»

Г.Г. Номоконова

ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Учебное пособие

Издательство
Томского политехнического университета
2007

УДК 550.83 (07)

Номоконова Г.Г.

Н 81 Физика Земли: учебное пособие Г.Г. Номоконова – Томск: Издательство Томского политехнического университета, 2012– 108с.

Излагаются физические представления о происхождении и эволюции Земли, ее гравитационное, магнитное и тепловое поля. Приводятся характеристика Земли как планеты, ее взаимоотношения с другими космическими телами, современные физические модели внутреннего строения Земли, физическое содержание процессов в ее недрах, механизмы тектоники литосферных плит.

Учебное пособие предназначено для студентов вузов, обучающихся по специальностям «Технология геологической разведки» и «Прикладная геология».

УДК 550.83 (07)

Н 81

Рекомендовано к печати Редакционно-издательским советом
Томского политехнического университета

Рецензенты

Доктор геолого-минералогических наук, профессор,
Югорский государственный университет
В.И. Исаев

Доктор физико-математических наук, старший научный сотрудник
Института нефтегазовой геологии и геофизики,
СО РАН им. А.А. Трофимука
М.М. Немирович-Данченко

© Томский политехнический университет, 2012

© Оформление. Изд-во ТПУ, 2012

© Г.Г. Номоконова, 2012

Оглавление

Введение	5
Раздел I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ	6
1. Земля как космическое тело	6
1.1. Движение тел в гравитационном поле	6
1.2. Солнечная система	8
1.3. Параметры Земли (по К.У. Алену, 1977)	14
2. Физические свойства вещества Земли как показатель его фазового состояния	15
2.1. Упругие модули	15
2.2. Вязкость	18
3. Гравитационное поле и фигура Земли	20
3.1. Система координат	20
3.2. Напряжённость, потенциал и уровенные поверхности	20
3.3. Гравитационное поле Земли. Геоид	21
3.4. Гидростатическое равновесие Земли	23
3.5. Изостазия – форма равновесия в верхней части Земли	26
3.6. Земные приливы	29
3.7. Прецессия и нутация земной коры	32
4. Сейсмичность Земли	34
4.1. Землетрясения и сейсмические волны	34
4.2. Параметры землетрясения, определяемые по сейсмическим данным	35
4.3. Закономерности распределения землетрясений	38
5. Строение Земли по сейсмическим данным	40
5.1. Упругие свойства минералов и горных пород	40
5.2. Закономерности распространения сейсмических волн	42
5.3. Классическая модель внутреннего строения Земли	44
6. Геотермический режим Земли	45
6.1. Основные источники энергии Земли	45
6.2. Тепловой поток. Распределение температур в недрах	48
7. Современные модели внутреннего строения Земли	51
7.1. Параметрическая модель Земли	51
7.2. Физическая модель	54
7.3. Собственные колебания Земли	57
7.4. Полный спектр и затухание механических колебаний Земли	58
7.5. Реологическая модель Земли	59
8. Магнитное поле Земли	61
8.1. Магнетизм горных пород	61
8.2. Структура магнитного поля Земли	62

8.3. Магнитосфера и радиационные пояса	64
8.4. Временные изменения магнитного поля	65
8.5. О природе магнитного поля Земли	66
8.6. Палеомагнетизм	69
9. Некоторые физические аспекты тектоники литосферных плит	73
9.1. Количественная определённость	74
9.2. Физическая характеристика границ литосферных плит	75
9.3. О механизмах тектоники плит	81
10. Радиоактивность и возраст Земли	84
10.1. Радиоактивность Земли	84
10.2. Определение возраста пород радиоактивными методами	86
10.3. Возраст метеоритов и Земли	88
Раздел II. ПРАКТИКУМ	90
11. Вопросы и упражнения к содержанию теоретического раздела	90
12. Задания к практическим работам	96
12.1. Земля как космическое тело	96
12.2. Радиоактивность и возраст Земли	97
12.3. Основные источники энергии для эволюции Земли	99
12.4. Сейсмичность Земли	100
12.5. Изостазия и изостатические аномалии	102
12.6. Тепловое поле Земли	104
12.7. Магнитное поле Земли	106
Библиографический список	108

ВВЕДЕНИЕ

Происхождение, эволюцию, строение и свойства Земли и её оболочек изучают физическими методами науки, объединённые под общим названием *геофизика*. В частности, в состав геофизики входят *физика Земли*, изучающая «твёрдую» Землю, т.е. без атмо-, гидро- и биосферы, а также *разведочная геофизика*, объектом изучения которой является земная кора и локализованные в ней месторождения полезных ископаемых. Обе науки используют для своих целей измерения физических полей Земли.

Физика Земли исследует главные (нормальные) компоненты физических полей Земли, а также геофизические аномалии планетарного масштаба, источником которых является мантия и ядро. В разведочной геофизике изучаются региональные и локальные геофизические аномалии, связанные с физическими неоднородностями земной коры. Физика Земли как дисциплина является естественно-научной (мировоззренческой) основой для разведочной геофизики и взаимоотношение этих дисциплин определяется обусловленностью геологических процессов в верхнем слое Земли её глубинными процессами.

Физика Земли введена в учебные планы геолого-разведочных вузов и факультетов Государственным образовательным стандартом в начале 90-х годов прошлого столетия. Потребность в этой дисциплине связана с высокой к этому времени степенью изученности земной коры, при которой повышение эффективности геолого-разведочного процесса стало зависеть не только от ответа на вопрос – *где* локализуются месторождения, но и – *почему* они здесь образуются.

Настоящее учебное пособие представляет собой краткое изложение дисциплины «Физика Земли» и составлена на основе курса (лекции, практические занятия), преподаваемого для студентов геологических специальностей Национального исследовательского Томского политехнического университета.

Автор считает своим долгом выразить благодарность сотрудникам кафедры геофизики ТПУ за помощь и поддержку в подготовке и издании учебного пособия, а также рецензентам за ценные замечания, способствующие улучшению работы.

РАЗДЕЛ I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

1. ЗЕМЛЯ КАК КОСМИЧЕСКОЕ ТЕЛО

Земля представляет собой единую природную систему, все элементы которой взаимосвязаны в своём развитии. Это развитие происходит за счёт внутренних, собственно земных, и внешних, космических, источников энергии. Влияние их несомненно, поскольку Земля не изолирована от окружающей её космической среды.

1.1. Движение тел в гравитационном поле

Гравитационное поле – это силовое поле, передающее взаимодействие масс. Сила гравитационного притяжения (F) определяется законом всемирного тяготения (И.Ньютон, 1686), и для двух материальных точек с массами m_1 и m_2 , находящихся на расстоянии r , справедливо выражение:

$$F = f \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2}, \quad (1.1)$$

f – гравитационная постоянная, согласующая размерности обеих частей уравнения. Она численно равна силе притяжения двух единичных масс, находящихся на единичном расстоянии. В системе СИ $f = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Н} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{кг}^{-2}$.

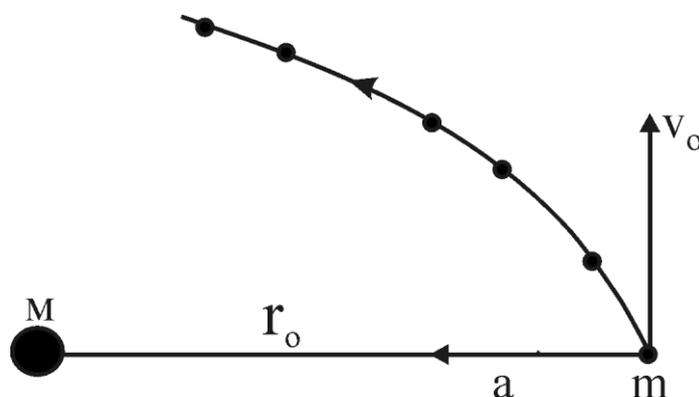


Рис. 1.1. Криволинейное движение тела m в гравитационном поле M

Рассмотрим механическую систему, состоящую из двух материальных точек с массами M и m . Предположим также, что выполняется условие $M \gg m$. Именно такая ситуация встречается в Солнечной системе, где масса Солнца более чем в 100 раз превышает массу самой большой планеты – Юпитера, либо в протопланетном газопылевом об-

лаке, где в силу случайных столкновений появился сгусток материи – зародыш будущей планеты. Пусть в начальный момент времени расстояние между точками M и m равно r_0 , а скорость прямолинейного равномерного движения m равняется v_0 и направлена перпендикулярно r_0 (рис.1.1). Сила гравитационного притяжения массы M вынуждает тело m к ускоренному движению, при этом вектор ускорения a направлен в сторону M , т.е. по r_0 . В результате тело m отклоняется от своего прямолинейного движения и имеет криволинейную траекторию. *Сила гравитации, сообщая телу центростремительное ускорение, вынуждает его двигаться по криволинейной траектории.*

Именно гравитационное взаимодействие является причиной криволинейных движений космических тел: Луна вращается вокруг Земли, Земля и другие планеты – вокруг Солнца, Солнечная система – вокруг центра нашей галактики Млечного пути, Млечный путь – вокруг центра масс Вселенной.

Из законов Ньютона следует, что траектория движения тела m является кривой, лежащей в плоскости Mmv_0 , а форма траектории определяется выражением, вытекающим из сохранения количества движения при взаимодействии:

$$v_0^2 = kf \frac{(m+M)}{r}, \quad (1.2)$$

где k – коэффициент.

Если $k < 1$, тело m упадёт на тело M . Гравитационное взаимодействие велико в сравнении с импульсом прямолинейного движения (большие массы, маленькое расстояние, низкая первоначальная скорость). Так на Землю падают метеориты, захваченные её гравитационным полем, происходит наращивание планет за счёт космической пыли, кометы падают на Солнце и др.

Если $k = 1$, то тело m движется по круговой орбите вокруг тела M . Такую траекторию имеют искусственные спутники Земли. Скорость, которую нужно сообщить спутнику, чтобы вывести его на круговую околоземную орбиту, называется первой космической скоростью и равна 7,9 км/с.

Если $1 < k < 2$, то тело движется по замкнутой эллиптической орбите, степень вытянутости которой определяется значением k , т.е. опять же зависит от соотношений v_0 , $M + m$ и r . По слабо вытянутым эллиптическим орбитам обращаются Земля и другие планеты вокруг Солнца. Сильно вытянутую эллиптическую орбиту имеет комета Галлея, захваченная гравитационным притяжением Солнца. Её перигелий (самое близкое к Солнцу положение) находится внутри орбиты Венеры, а афе-

лий (наиболее удалённое положение) – за орбитой Нептуна. Опасность кометы для Земли заключается в том, что орбита Галлеи пересекает орбиту Земли, и если при очередном витке r окажется маленьким, возможно столкновение кометы с Землей.

Если $k \geq 2$, то тело движется по разорванным параболическим ($k = 2$) или гиперболическим ($k > 2$) траекториям. Гравитационного притяжения в данном случае недостаточно (высокие v_0 и r , низкие $M + m$) для захвата тела на орбиту; изменяется лишь траектория движения. Такое влияние оказывает, например, Солнце на некоторые кометы. Скорость, которую нужно сообщить телу, чтобы преодолеть гравитационное притяжение планеты, звезды, называется скоростью освобождения (убегания) или второй космической скоростью. Для Земли она составляет 11,2 км/с, для Солнца – 617,7 км/с.

1.2. Солнечная система

Солнечная система включает в себя Солнце, 8 планет, поле астероидов и кометы. Остановимся на закономерностях движения планет. Кинематика движения описывается законами Кеплера (1609), причина движения – всемирное тяготение.

1) Все планеты обращаются по слабо вытянутым эллиптическим орбитам, в одном из фокусов которых находится Солнце. Орбиты лежат в одной плоскости – плоскости эклиптики. Вращение Солнца и планет вокруг своих осей, а также обращение планет вокруг Солнца происходит в одном направлении.

Такое положение планет и Солнца определяет гравитационную устойчивость системы. Незначительные отклонения от общей закономерности вызваны взаимными гравитационными возмущениями планет, а также диссипационными процессами (превращениями механической энергии в другие виды, например, при приливных явлениях). Так, наиболее отличается от эллиптической орбита Марса, вблизи которого вращается самая тяжёлая планета Солнечной системы – Юпитер. Радиус эклиптики (радиус орбиты последней планеты) равен 40 а.е. *Астрономическая единица* (а.е.) равна среднему удалению Земли от Солнца и составляет $149,6 \cdot 10^6$ км.

Вращение планет и Солнца происходит в таком направлении, что со стороны Северной Полярной звезды видится как вращение против часовой стрелки. В таком же направлении вращается Солнечная система вокруг центра масс Млечного пути, а Млечный путь – вокруг центра Вселенной. Это одинаковое вращение, а также подобие распределения масс на разных уровнях организации материи (планета со спутниками, звезда с планетной системой, ядро галактики с плоскостью

концентрации звёзд) определённо говорят в пользу единства образования мира. «Природа проста и не роскошествует излишними причинами вещей» (И. Ньютон).

На рис. 1.2 в схематическом виде приведена часть орбиты Земли. Большая полуось эллипса орбиты (a) составляет одну астрономическую единицу. Эксцентриситет (сжатие) орбиты: $c/a = 0,017$. Период изменения эксцентриситета составляет приближённо 200 тысяч лет. Средняя скорость движения Земли по орбите - 29,8 км/с. Ось вращения Земли наклонена к плоскости орбиты под углом 66 градусов 33 минуты; отклонение оси от 90^0 вызывает смену времён года на Земле, так что в перигелии (3 января) в северном полушарии зима, а в афелии (5 июля) - лето. С периодом в 26 000 лет земная ось совершает вращение по конической поверхности относительно перпендикуляра к плоскости орбиты (прецессия). 13 000 лет назад северной полярной звездой была Вега.

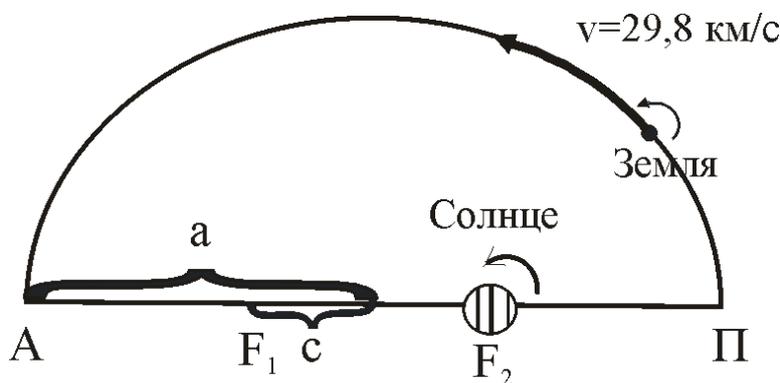


Рис. 1.2. Орбита Земли: A - афелий, Π - перигелий, F_1, F_2 - фокусы

Размеры орбит планет Солнечной системы не случайны, возрастают в геометрической прогрессии, квантованы и подчиняются закону Тициуса-Боде:

$$a_n \cong 0,4 + 0,3 \cdot 2^n, \quad (1.3)$$

где a_n - большая полуось орбиты в а.е.; n - целые числа в последовательности $-\infty, 0, 1$ и т.д. Подставляя n в формулу (1.3), получаем оценочные размеры орбит в а.е.:

n	a_n	планета
$-\infty$	0,4	Меркурий
0	0,7	Венера
1	1	Земля
2	1,6	Марс
3	2,8	поле астероидов
4	5,2	Юпитер и т.д.

Закон Тициуса-Бодде помог открыть между Марсом и Юпитером поле малых планет - астероидов.

Согласно А.М. Молчанову, закон Тициуса-Бодде отражает *резонансность* Солнечной системы, которая заключается не только в соразмерности планетных орбит, но и в согласованности периодов обращения по орбите и периодов вращения вокруг оси. Например, соединение Земли и Меркурия происходит каждые 116 суток, при этом Меркурий делает ровно 2 оборота вокруг оси и всегда повернут к Земле одной и той же стороной. Аналогичным образом ведёт себя другой «сосед» Земли – Венера.

Одинаковое положение относительно Земли занимают самые большие планеты Юпитер и Сатурн через каждые 60 лет, за которые Юпитер делает 5 оборотов, а Сатурн – 2 (вспомним 12-летний и 60-летний циклы в китайском гороскопе). По Молчанову, *резонансность Солнечной системы является следствием и признаком её зрелости*.

2) *В каждый интервал времени произведение скорости планеты на расстояние до Солнца остаётся постоянным.*

Поскольку расстояние до Солнца изменяется, то изменяется и скорость движения Земли по орбите: максимальная скорость – в перигелии (30,27 км/с), минимальная – в афелии (29,27 км/с). Иными словами, *Земля по орбите движется с ускорением* со всеми вытекающими из этого следствиями, поскольку Земля не является абсолютно твёрдой и имеет в своём составе слои расплавленных и частично расплавленных масс.

3) *Массы планет, периоды их обращения по орбитам и размеры орбит взаимосвязаны.*

Соотношение между названными параметрами определяется третьим законом Кеплера, уточнённым после открытий Ньютона:

$$\frac{M_c + m_1}{M_c + m_2} = \left(\frac{a_1}{a_2}\right)^3 \cdot \left(\frac{T_2}{T_1}\right)^2, \quad (1.4)$$

где M_c – масса Солнца, m_1 и m_2 – массы планет, a и T – размеры орбит и периоды обращения планет по орбитам.

Выражение (1.4) используется для вычисления масс планет, которые непосредственно из астрономических наблюдений определить невозможно.

Масса Земли составляет $6 \cdot 10^{24}$ кг, её средний радиус – $6,4 \cdot 10^3$ км, плотность вещества Земли (отношение массы к объёму) равна $5,52$ г/см³ (более чем в пять раз плотнее воды). Соответствующие параметры для Солнца: $M_c = 2 \cdot 10^{30}$ кг, $R = 7 \cdot 10^7$ км, $\sigma = 1,4$ г/см³.

Плотности вещества и массы планет Солнечной системы приведены на рис. 1.3. По этим параметрам все планеты делятся на две группы: планеты земной группы, характеризующиеся малыми массами и высокими плотностями, и внешние планеты с большими массами и низкими плотностями. Соответственно изменяется и состав планет: в планетах земной группы преобладают тяжёлые элементы (больше всего железа); состав внешних лёгких планет преимущественно гелиево-водородный.

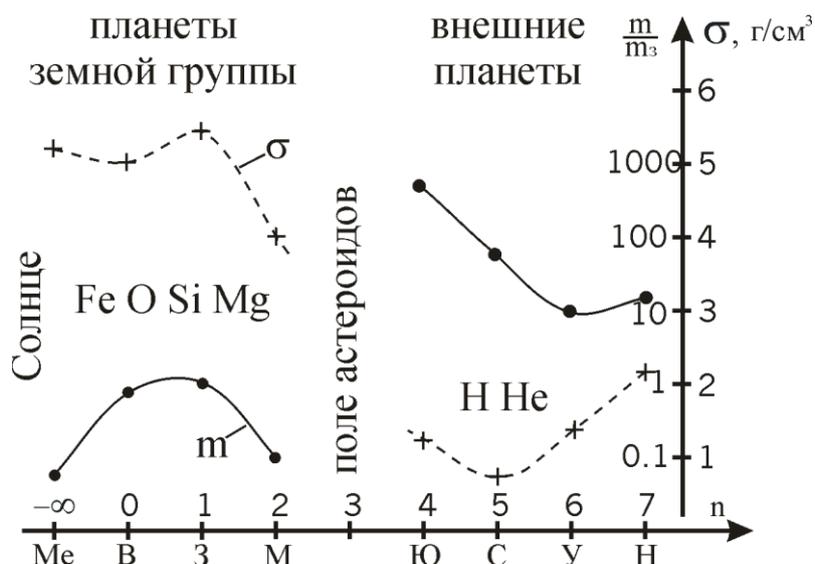


Рис.1.3. Распределение масс планет и плотностей планетного вещества в Солнечной системе:

n – показатель уравнения 1.3;

Me – Меркурий, B – Венера, 3 – Земля, M – Марс,

Ю – Юпитер, С – Сатурн,

У – Уран, Н – Нептун

Наблюдаемое распределение состава и плотности планет обусловлено гравитационной дифференциацией вещества в поле притяжения Солнца, а также вытеснением лёгких газов солнечным давлением. При этом вблизи Солнца не могут находиться планеты большой массы, если они и были, то упали на Солнце (согласно выражению 1.2). В силу этой же причины среди планет земной группы наименьшие массы имеют крайние планеты – Меркурий и Марс, расположенные близко соответственно от Солнца и самой большой планеты Юпитер. Среди планет этой группы Земля находится на оптимальном расстоянии от Солнца и Юпитера, что позволяет ей иметь максимальную массу.

По причине всемирного тяготения материя не может быть распределена с постоянной плотностью в сколь угодно большом объёме

(принцип гравитационной неустойчивости Джинса). Наблюдаемое распределение масс в Солнечной системе соответствует образованию её из вращающегося космического (газопылевого) облака в результате гравитационного уплотнения и центробежных сил. На этих положениях основаны гипотезы происхождения Земли и Солнечной системы. Основное различие гипотез – в одновременности либо разновременности образования Солнца и планет.

В соответствии с гипотезой Канта - Лапласа Солнце и планеты образовались одновременно из протосолнечной туманности. Гипотеза не объясняет различия в моментах количества движения Солнца (2%) и планетной системы (98%), а также преимущественно твёрдого состояния Земли (за 4,5 млрд. лет Земля могла остыть лишь на глубину 400 км). Современные физические данные указывают на «холодное» происхождение Земли. Согласно гипотезе О.Ю.Шмидта Солнце захватило рой протопланетных частиц, которые вращались в неизменной плоскости и имели различные моменты движения. Гипотеза не объясняет совпадения плоскости экватора Солнца с плоскостью планетных орбит. Гипотеза типично катастрофическая и вступает в противоречие с обнаруженными фактами существования планет у других звёзд. По У.Х. Мак-Крею, рождение планетной системы обязано образованию звезды. Галактики, звёздные скопления, звёзды, планеты - это единая грандиозная последовательность процесса. Лишь случайное распределение масс определяет, рождается звезда или планета.

4) *Эволюция космических тел определяется массой, которую они приобрели при образовании.*

Сравним среднюю плотность Земли ($5,52 \text{ г/см}^3$) со средней плотностью горных пород вблизи её поверхности ($2,7 \text{ г/см}^3$). Сравним также средний состав Земли (Fe-32%, O-30%, Si-15%, Mg-14%) со средним составом земной коры (O-46,6%, Si-25,8%, Al-7,7%, Fe-6,6%). Такое сравнение должно привести к заключению, что Земля в настоящее время неоднородна (расслоена) и *в центре Земли должно быть тяжёлое (преимущественно железное) ядро*. Иначе не объяснить большую плотность и содержание тяжёлых элементов в Земле в целом, по сравнению с тем, что наблюдается в верхней её части. Химико-плотностная расслоенность космических тел является результатом их глобальной эволюции.

О расслоенности космических тел можно судить по измеряемому моменту инерции. *Момент инерции* является мерой инертности тела во вращательном движении и зависит от распределения в нём масс относительно оси вращения.

Для сферы, коей можно аппроксимировать космические тела, момент инерции J равен:

$$J = i m R^2, \quad (1.5)$$

где m – масса тела радиуса R ; i – безразмерный момент инерции, определяющий распределение масс в сфере.

Если $i > 0,4$, то массы сконцентрированы к периферии. Такое распределение масс крайне неустойчиво. Если $i = 0,4$, то массы распределены по сфере равномерно. При $i < 0,4$ массы сконцентрированы к центру, и тем больше, чем меньше значение i .

Земля имеет i равный 0,33, что говорит о её расслоенности, о концентрации массы к центру (в ядре). Более это характерно для Солнца ($i = 0,058$), в центре которого плотность равна 160 г/см^3 , при средней плотности $1,409 \text{ г/см}^3$.

Слабо расслоенной является Луна ($i=0,39$). Причина расслоения – собственное гравитационное поле космического тела, что подтверждают данные, приведённые на рис. 1.4:

чем больше масса космического тела, тем больше у неё возможности к эволюции (гравитационной расслоенности). Схематично это может быть представлено:

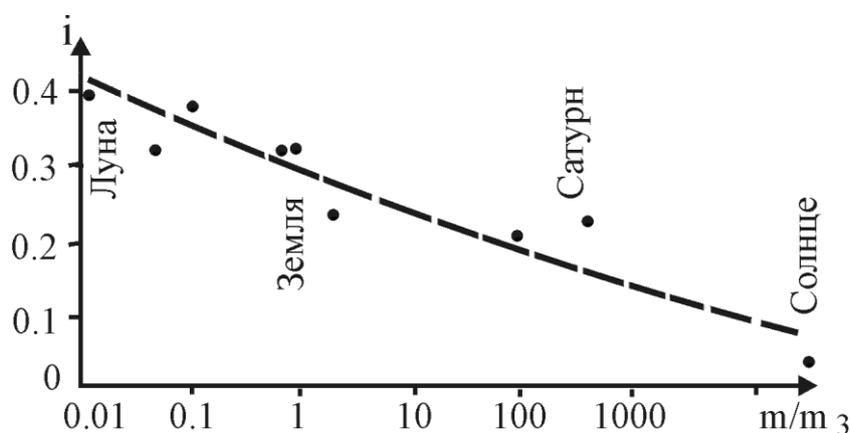
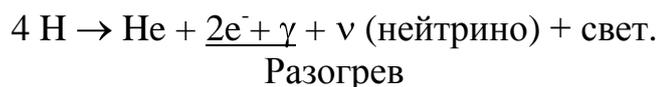


Рис. 1.4. Момент инерции в зависимости от массы космических тел Солнечной системы

Масса космического тела

$<10^{18}$ кг	$10^{18} - 10^{30}$ кг	$>10^{30}$ кг
астероиды (метеориты)	планеты	звёзды
не эволюционируют	гравитационная дифференциация	
		ядерные реакции

У астероидов и метеоритов массы недостаточно для гравитационной дифференциации, они не эволюционируют и в силу этого могут быть использованы для оценки состава и возраста планет Солнечной системы. Планеты и звёзды расслаиваются тем значительнее, чем больше их масса. Кроме того, у звёзд самоуплотнение и сопутствующий разогрев достигают такой величины, что возможны ядерные реакции. Например, Солнце представляет собой плазменный шар, энергия которого поддерживается термоядерной реакцией горения водорода:



Сравнение физических параметров Земли и других планет показывает, что для существования жизни на планете (биосферы) необходимы:

- достаточно большая масса планеты для её расслоения с образованием ядра, коры и атмосферы и для удержания атмосферы;
- оптимальное расстояние от звезды для обогрева;
- достаточно быстрое вращение планеты для смены дня и ночи и для генерации ядром магнитного поля, экранирующего планету от звёздного излучения.

1.3. Параметры Земли (по К.У.Алену, 1977)

Экваториальный радиус, $a = 6378,16$ км

Полярный радиус, $c = 6356,16$ км

Средний радиус, $r = 6371,03$ км

Сжатие Земли $\alpha = \frac{a-c}{a} = 1/298,25 = 3,3529 \cdot 10^{-3}$

Площадь поверхности $S = 5,1 \cdot 10^{14}$ м²

Объём – $1,0832 \cdot 10^{21}$ м³

Масса Земли – $5,976 \cdot 10^{24}$ кг

Средняя плотность $\sigma = 5,518$ г/см³

Момент инерции (безразмерный): полярный $C = 0,3306$

экваториальный $A = 0,3295$

Динамическое сжатие $\frac{C-A}{C} = 1/305,51 = 3,27 \cdot 10^{-3}$

Солнечные сутки – 86400 с

Угловая скорость вращения $\omega = 7,29211 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹

Энергия вращения – $2,137 \cdot 10^{29}$ Дж

Гравитационная энергия (работа против сил земного притяжения, которую надо произвести, чтобы рассеять вещество Земли в бесконечность) – $2,49 \cdot 10^{32}$ Дж

Увеличение продолжительности суток – 1,5 мс/100 лет
 Увеличение суток вследствие приливных сил – 0,7 мс/100 лет
 Потеря энергии вследствие приливного трения для среднего прилива – $2,6 \cdot 10^{12}$ Дж/с
 Ускорение силы тяжести на экваторе $g_1 = 9,78032$ м/с²
 Отношение центробежной силы к ускорению силы тяжести – $3,47 \cdot 10^{-3}$
 Среднее расстояние от Земли до Луны – $3,844 \cdot 10^5$ км
 Отношение массы Земли к массе Луны – 81,303
 Период чандлеровского колебания – 431 сут
 Угловая скорость прецессии – 50,25 с/год
 Период прецессии – 25 800 лет
 Лунно-Солнечный момент, вызывающий прецессию – $4,14 \cdot 10^{22}$ Н·м
 Лунный приливообразующий момент – $3,9 \cdot 10^{16}$ Н·м
 Масса атмосферы – $5,1 \cdot 10^{18}$ кг
 Масса океанов – $1,4 \cdot 10^{21}$ кг
 Масса земной коры – $2,4 \cdot 10^{22}$ кг
 Масса мантии – $4,1 \cdot 10^{24}$ кг
 Масса ядра – $1,9 \cdot 10^{27}$ кг
 Полный термический поток – $1,0 \cdot 10^{21}$ Дж/год = $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с
 Возраст Земли – $4,55 \cdot 10^9$ лет
 Конец последнего оледенения – 11 000 лет назад
 Градиент температур в приповерхностном слое – $2,0 \cdot 10^{-2}$ град/м
 Магнитный дипольный момент Земли – $8 \cdot 10^{22}$ А·м²

2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЕГО ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ

Фазовое (агрегатное, полиморфное) состояние вещества глубинных частей Земли можно определить по измеряемым физическим полям. Для их надёжной интерпретации необходимы установленные зависимости между фазовым состоянием вещества и его физическими свойствами.

2.1. Упругие модули

Упругие модули характеризуют вещество Земли со стороны действия на него динамических нагрузок и возникающих при этом упругих сил, напряжений и деформаций.

Упругие силы – внутренние силы взаимодействия частиц вещества, уравнивающие внешнее воздействие и стремящиеся к восстановлению объёма и формы тела.

Напряжение (d) численно равно упругой силе, действующей на единичную площадь.

Деформация – изменение объёма и формы тела под действием нагрузок.

Упругие силы и напряжения являются векторными величинами; направления их векторов противоположны направлению внешней нагрузки.

Для любого произвольного сечения тела ΔS полный вектор напряжения d может быть разложен на две составляющие (рис. 2.1):

d_n – нормальное напряжение, действующее по нормали к исследуемому сечению;

d_τ – тангенциальное (касательное) напряжение, направленное по касательной к ΔS .

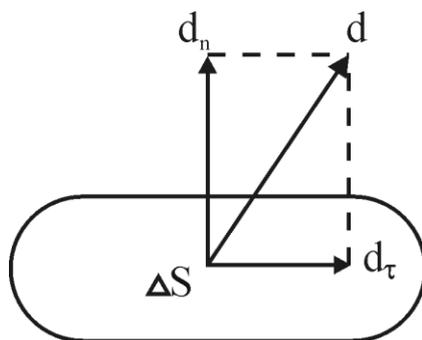


Рис. 2.1. Составляющие напряжения

В частном случае полное напряжение может совпадать с d_n или d_τ . Когда внешнее воздействие направлено по нормали, оно называется давлением.

Давление (p) численно равно силе, действующей по нормали на единицу поверхности (сечения) тела. Размерность давления и напряжений – $\text{Н/м}^2 = \text{Па}$ (Паскаль). Например, атмосферное давление (давление атмосферы) равно 10^5 Па, давление в центре ядра – $3,6 \cdot 10^{11}$ Па.

Различают деформации объёма, возникающие в связи с нормальными напряжениями, и деформации формы – с касательными напряжениями.

Деформации объёма или всестороннего (гидростатического) сжатия-растяжения (рис. 2.2). Деформации объёма возникают под действием всестороннего давления, например, действующего на тело, находящееся в воде.

Полное напряжение равно нормальному напряжению и по абсолютной величине – также давлению:

$$d = d_n = k \frac{\Delta V}{V}, \quad (2.1)$$

где $\Delta V/V$ - относительное изменение объёма (объёмная деформация); k – модуль объёмной упругости (сжатия-растяжения).

Чем больше величина k , тем меньше объёмная деформация. Величина, обратная модулю объёмной упругости, называется *сжимаемостью* вещества. Модуль объёмной упругости для твёрдых веществ имеет порядок 10^{11} Па. Например, у мягкого талька он составляет $0,3 \cdot 10^{11}$ Па,

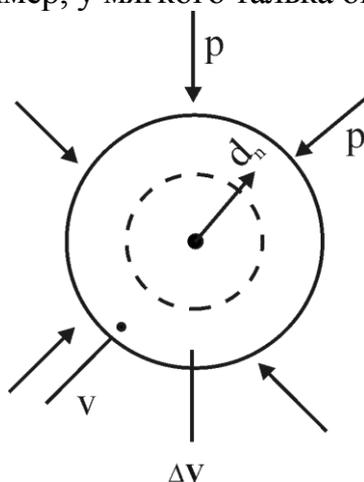


Рис. 2.2. Изменение объёма ΔV под действием всестороннего давления

а у граната, формирующегося в средах с высокими термодинамическими параметрами, – $1,8 \cdot 10^{11}$ Па. Жидкости имеют меньшие величины модуля – порядка $10^7 - 5 \cdot 10^{10}$ Па. Иными словами, *твёрдые тела менее сжимаемы (более упруги), чем жидкие.*

Деформации формы (сдвига, скола) возникают под действием тангенциальных (сдвиговых) нагрузок.

Сдвиговая деформация проявляется в параллельном смещении слоёв тела без изменения их объёма (рис.2.3).

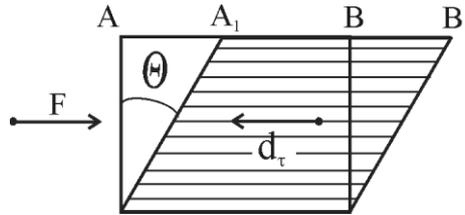


Рис. 2.3. Деформация формы

Касательное напряжение и угол сдвига θ (деформация формы) связаны соотношением:

$$d_{\tau} = \mu \theta, \quad (2.2)$$

где μ – модуль сдвига (модуль упругости формы), характеризующий жёсткость вещества. Чем больше μ , тем меньше деформация формы при том же напряжении. Модуль сдвига у жидких веществ приближается к нулю, у твёрдых изменяется в пределах $0,08 \cdot 10^{11}$ Па (тальк) – $0,94 \cdot 10^{11}$ Па (гранаты). *Жидкость не испытывает упругих сдвиговых деформаций. Под действием касательных сил она течёт, т.е. непрерывно деформируется.*

2.2 . Вязкость

Вязкость – это свойство вещества (жидкости) оказывать сопротивление скорости сдвиговых деформаций, т.е. течению.

$$d_{\tau} = \eta \cdot \frac{\Delta \theta}{\Delta t}, \quad (2.3)$$

где $\frac{\Delta \theta}{\Delta t}$ – скорость деформации формы; η - коэффициент вязкости (внутреннего трения). Величина, обратная η , называется *текучестью*. Чем больше коэффициент вязкости, тем при том же напряжении меньше скорость деформации, т.е. течение вещества. Обратим внимание на аналогию уравнений 2.1–2.3. Во всех случаях физический параметр (μ , k , η) стоит связующим между напряжением и деформацией.

Приведём значения η для некоторых веществ:

Вещество	Вода	Стекло (420 ⁰ C)	Магма базальтовая (1200 ⁰ C)	Литосфера	Астеносфера
η , Па·с	0,001	$4 \cdot 10^{15}$	$3,2 \cdot 10^3$	$10^{23} - 10^{24}$	$10^{18} - 10^{19}$

Отсюда (и из собственного обыденного опыта) видим, что наиболее способны к течению вода и другие жидкости, а твёрдые тела (горные породы) обладают огромными значениями коэффициента вязкости, т.е. не текучи. В то же время геологическая практика показывает, что и

горные породы обладают пластичными свойствами: они сминаются в складки, образуют диапиры и др. Земля, замедляясь во вращении, всё время меняет свою форму, приближаясь к шару. Различие нашего опыта и геологической истории – в масштабах времени.

Д.К. Максвелл доказал, что вещество, которое в относительно короткое время ведёт себя как твёрдое тело, в относительно длительное - может проявлять свойства жидкости. Введём новый параметр τ – максвелловское время релаксации (установления равновесия):

$$\tau = \frac{\eta}{\mu}. \quad (2.4)$$

Обозначим t – время действия сил.

Если $t \ll \tau$, вещество ведёт себя как твёрдое тело, т.е. не испытывает течений.

Если $t \gg \tau$, то оно проявляет свойства жидкости.

Сделаем оценку τ для литосферы и астеносферы:

$$\text{литосфера: } \tau = \frac{10^{23} \text{Па} \cdot \text{с}}{10^{11} \text{Па}} = 10^{12} \text{с} \cong 3 \cdot 10^4 \text{ лет};$$

$$\text{астеносфера: } \tau = \frac{10^{19} \text{Па} \cdot \text{с}}{10^{11} \text{Па}} = 10^8 \text{с} \cong 3 \text{ года}.$$

За геологическое время (больше 300 тыс. лет) даже самая жёсткая часть Земли – литосфера может испытывать течение подобно вязкой жидкости.

Я.И. Френкель (1926) и В. Шотки (1935) выявили механизмы текучести твёрдых тел. Она связана с точечными и линейными дефектами (вакансиями и дислокациями), которые всегда присутствуют в реальных кристаллах. Дефекты возникают в результате тепловых колебаний атомов или ионов кристалла, при которых какая-то часть (в зависимости от температуры и совершенства кристалла) покидает узлы кристаллической решётки (в кристалле – вакансия) и попадает в междоузлие или на поверхность кристалла, трещины. Если к поликристаллу приложить касательные напряжения, то, с одной стороны, в его зёрнах возникнет градиент вакансий, что приведёт к течению вещества, направленному на выравнивание вакансий (механизм самодиффузии), а с другой – движение линейных дефектов (дислокаций) из одних плоскостей скольжения в другие (механизм пластичности).

3. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ФИГУРА ЗЕМЛИ

3.1. Система координат

Поскольку Земля по форме близка к сфере, то для описания её физических полей и фигуры удобна сферическая система координат. Начало координат поместим в центр Земли, в месте пересечения её оси вращения с плоскостью экватора. Положение любой точки описывается тремя координатами: \underline{r} – радиусом-вектором, соединяющим начало координат с рассматриваемой точкой; φ – широтой, углом, отсчитываемым от плоскости экватора до \underline{r} ; λ – долготой, углом между плоскостью, проходящей через нулевой меридиан, и плоскостью, в которой лежит радиус-вектор.

В точке на полюсе радиус-вектор (полярный радиус) $c = 6356,18$ км, а на экваторе (экваториальный радиус) $a = 6378,16$ км, т.е. больше. Таким образом, Земля в первом приближении не сфера, а сфероид, сжатый у полюсов. Величина

$$\alpha = \frac{a - c}{a},$$

называется *сжатием сфероида* и для современной Земли составляет: $\alpha = 3,3529 \cdot 10^{-3}$.

3.2. Напряжённость, потенциал и уровенные поверхности

Напряжённость (F') – это сила, действующая на единичную массу. Поскольку, согласно динамике Ньютона, сила равна произведению массы на ускорение, то в гравитационном поле ускорение силы тяжести (g) и напряжённость равнозначны.

Для сферического тела:

$$F' = g = f \frac{M}{r^2}. \quad (3.1)$$

Ускорение силы тяжести (g) является векторной величиной и направлено по \underline{r} . В ряде случаев удобно описывать поле не векторной (скалярной) величиной.

Потенциал (U) – скалярная величина, градиент которой равен напряжённости, т.е. в нашем случае – ускорению силы тяжести:

$$g = \text{grad } U. \quad (3.2)$$

Поскольку наибольшее изменение гравитационного поля для сферического тела происходит по \underline{r} , то:

$$g = \frac{dU}{dr}, \quad (3.3)$$

а потенциал соответственно:

$$U = f \frac{M}{r}. \quad (3.4)$$

Обратим внимание на то, что и ускорение силы тяжести, и потенциал гравитационного поля зависят от r , т.е. если r описывает поверхность Земли, то *фигура Земли и гравитационное поле на её поверхности взаимосвязаны*.

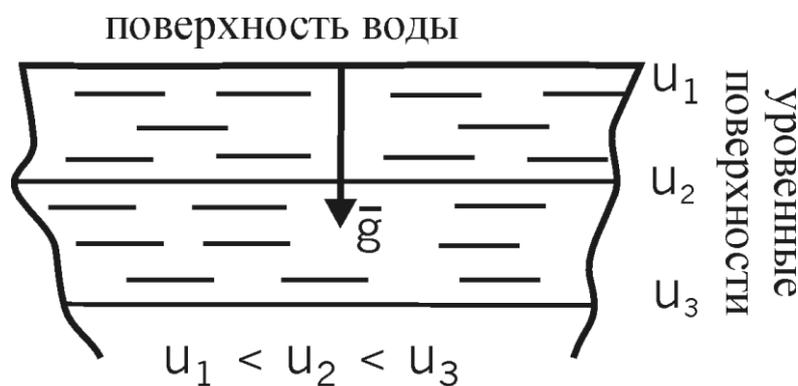


Рис.3.1. Положение уровенных поверхностей гравитационного потенциала в водоёме

Уровенная поверхность – это поверхность равного потенциала. Для гравитационного потенциала любая уровенная поверхность совпадает со свободной поверхностью воды, а вектор ускорения силы тяжести перпендикулярен поверхности (рис.3.1).

3.3. Гравитационное поле Земли. Геоид

Измерения показывают сложное строение гравитационного поля Земли, имеющего разнопорядковые изменения. Условно его можно разделить на составляющие:

$$g = g_0 + \sum \delta g, \quad (3.5)$$

где g_0 – главное (нормальное) ускорение силы тяжести; δg - гравитационные аномалии (возмущения), связанные с плотностными неоднородностями в недрах Земли. В зависимости от размеров и глубины залегания плотностных неоднородностей гравитационные аномалии могут быть планетарными, вызванными латеральной плотностной изменчивостью мантии, и региональными и локальными, связанными с плотностной неоднородностью земной коры.

а) Главное гравитационное поле Земли

На тело, находящееся на поверхности или в недрах Земли, действуют две силы (рис.3.2). Во-первых, это сила гравитационного притя-

жения и соответствующее ускорение g' , определяемое массой Земли и расстоянием до её центра (3.1). Во-вторых, – центробежное ускорение, связанное с вращением Земли:

$$g'' = \omega^2 \rho, \quad (3.6)$$

где ω – угловая скорость вращения, ρ – расстояние до оси вращения.

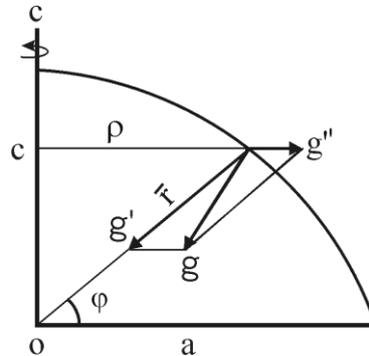


Рис. 3.2. Векторные составляющие ускорения силы тяжести Земли

Ускорение силы тяжести представляет собой векторную сумму этих двух ускорений. Центробежное ускорение значительно меньше по величине, чем ускорение гравитационного притяжения:

$$q = \frac{g''}{g'} = 3,45 \cdot 10^{-3} \text{ (на экваторе)}, \quad (3.7)$$

так что вектор ускорения силы тяжести близок по величине к ускорению притяжения и направлен к центру Земли.

В самом первом приближении главная составляющая гравитационного поля на поверхности Земли описывается уравнением Клеро:

$$g_0 = g_{0e} (1 + \beta \sin^2 \varphi), \quad (3.8)$$

где $g_0 = 9,78032 \text{ мс}^{-2}$ – ускорение силы тяжести на экваторе, φ – широта, $\beta = \frac{5}{2} q - \alpha$.

В 1971 г. Международным геофизическим и геодезическим союзом была рекомендована следующая формула для вычисления нормального значения ускорения силы тяжести (Грушинский, 1976):

$$g_0 = 9,780318(1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi).$$

Как видно из (3.8), нормальное ускорение силы тяжести не зависит от долготы и увеличивается от экватора к полюсам. Последнее связано как с уменьшением расстояния до центра Земли, так и с уменьшением центробежного ускорения. Отметим, что q и α имеют близкий порядок. В целом, уравнение (3.8) описывает гравитационное поле на поверхности вращающегося сфероида со сжатием α .

б) Гравитационные аномалии

По сравнению с главным компонентом ускорения силы тяжести гравитационные аномалии невелики:

$$\frac{\delta g}{g_0} \cong 10^{-5}, \quad (3.9)$$

и имеют порядок квадрата сжатия сфероида.

в) Геоид – фигура Земли

Геоид – одна из уровенных поверхностей гравитационного потенциала, которая совпадает с невозмущённой поверхностью океана и продолжается на суше под континентами.

Судя по гравитационному полю (3.8), главной частью геоида (фигуры Земли) является сжатый у полюсов сфероид:

$$r_0 = \alpha (1 - \alpha \sin^2 \varphi). \quad (3.10)$$

На поверхности сфероида потенциал гравитационного поля постоянен и не зависит ни от долготы, ни от широты.

Аномалии (высоты) геоида составляют около 10^{-5} части от главного (нормального) геоида, что соответствует в среднем 30–60 метрам.

Высоты геоида, так же как и планетарные аномалии гравитационного поля, обусловлены плотностными неоднородностями в мантии на глубинах порядка 700 км. Наибольшие понижения геоида наблюдаются в районах срединно-океанических хребтов Индийского и Тихого океанов (рис. 3.3, 9.2), характеризующихся наибольшими скоростями спрединга; самые большие повышения поверхности геоида соответствуют области схождения Тихоокеанской и Индийской плит с высокими скоростями субдукции.

Поверхность геоида играет значительную роль в геологических процессах. Она является конечным базисом эрозии. Поверхности выравнивания, основная часть дневной поверхности на суше и дна океана параллельны поверхности геоида и мало удалены от этой поверхности. По Д.В. Рундквисту (1983), поверхность геоида имеет рудоконтролирующее значение, являясь, с одной стороны, местом смещения подземных и поверхностных вод, и с другой – горизонтом, где руды менее всего подвержены разрушению.

3.4. Гидростатическое равновесие Земли

Почему такая фигура у Земли? Расчёты и физическое моделирование показывают, что *если Земля проявляет свойства жидкости, то равновесной фигурой вращающейся Земли должен быть сфероид.*

Поскольку отклонение геоида от сфероида мало ($\delta r/r_0 \approx 10^{-5}$), то следует вывод: *Земля в целом гидростатически уравновешена*, и для неё должно соблюдаться уравнение гидростатического равновесия:

$$\bar{g} = \frac{1}{\sigma} \cdot \bar{\text{grad}}P, \quad (3.11)$$

где σ – плотность, P – давление.

Обратим внимание на аналогию формул (3.11) и (3.2). Иными словами, в случае гидростатического равновесия гравитационный потенциал и давление равнозначны связаны с ускорением силы тяжести.

Перечислим основные *свойства равновесной Земли*.

а) Напряжённое состояние вещества Земли обусловлено всесторонним сжатием – давлением. Касательные напряжения пренебрежимо малы.

б) Уровненные поверхности гравитационного потенциала являются также поверхностями равных давлений и равных плотностей, имеют сфероидальную форму со сжатием, зависящим от скорости вращения Земли (рис. 3.4).

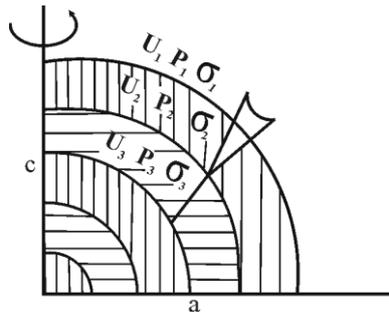


Рис. 3.4. *Схема уровневых поверхностей гравитационного потенциала, давления и плотности Земли. Стрелкой показано направление роста названных параметров*

в) Давление в недрах Земли определяется из уравнения гидростатики, т.е. как давление вышележащего слоя пород:

$$P = g \cdot \sigma \cdot \Delta h, \quad (3.12)$$

где Δh – мощность слоя плотности σ ; P – давление этого слоя на нижележащий слой. Давление P в этом случае называют гидростатическим или всесторонним литостатическим.

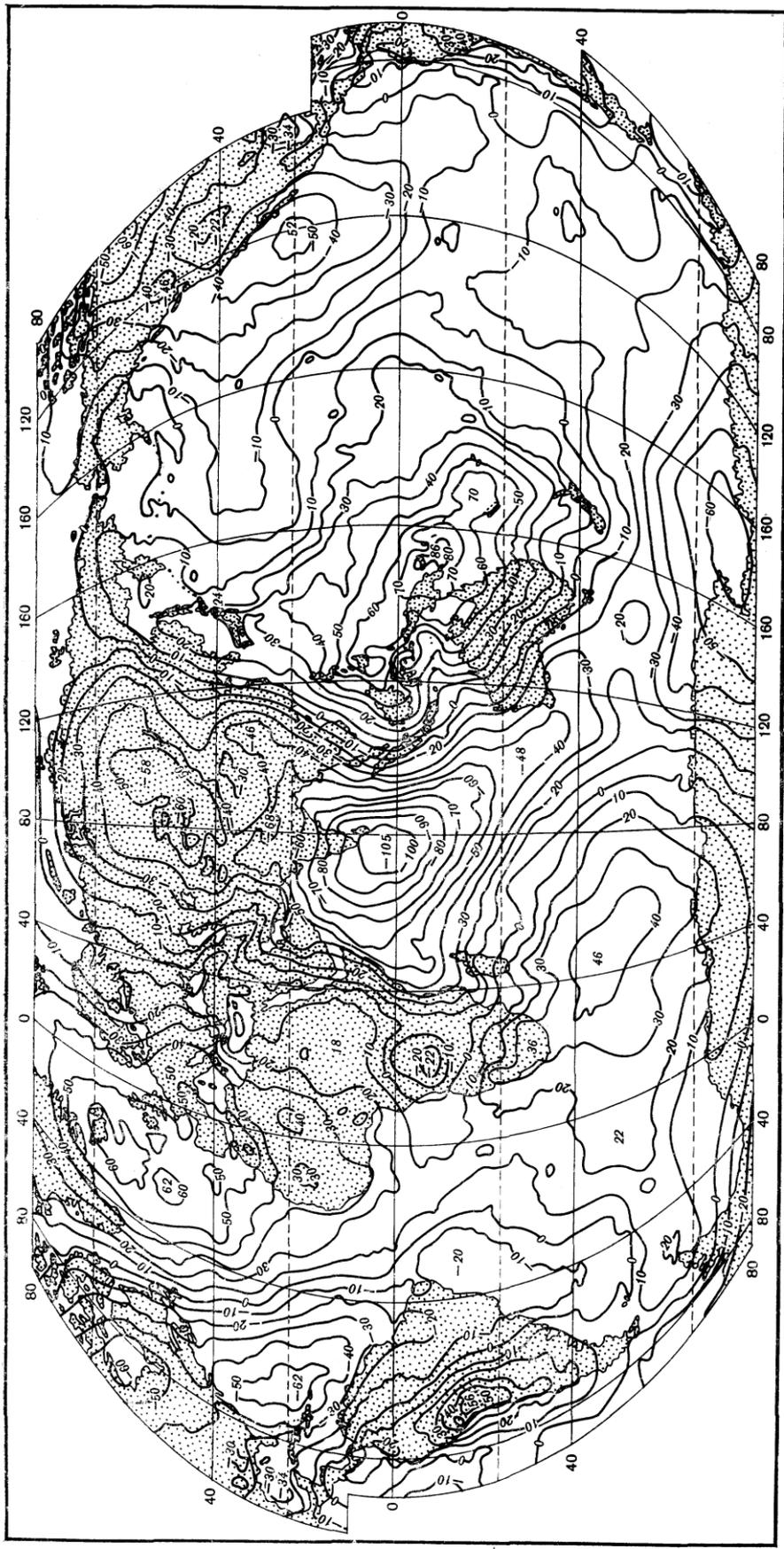


Рис.3.3. Карта высот геоида (в метрах) (Vincent, Marsh, 1975)

Поскольку имеют место гравитационные аномалии и высоты геоида, то наблюдается и малого порядка отклонение Земли от гидростатического равновесия в отдельных её частях. С плотностными неоднородностями связаны касательные напряжения и движение (течение) вещества: вещество перетекает от более плотных участков слоя к менее плотным; более плотные участки неоднородного слоя погружаются, менее плотные – всплывают.

3.5 . Изостазия – форма равновесия верхней части Земли

Верхняя часть Земли (земная кора и верхняя мантия) крайне неоднородна, в силу чего возникают гравитационные аномалии регионального и локального порядков. Но и в этой части Земля уравновешена. На это указывают, в частности, наблюдения за траекториями искусственных спутников Земли. Горы не притягивают эти объекты с большей силой, как это могло бы показаться на первый взгляд. Верхний слой Земли оказывает в целом одинаковое гравитационное воздействие на спутники и объекты на поверхности Земли.

Рассмотрим обобщённую модель земной коры и верхней мантии, в наибольшей степени удовлетворяющую геофизическим данным (рис.3.5).



Рис. 3.5. Обобщённая модель Земной коры и верхней мантии

Рельеф поверхности земной коры повторяется зеркально в рельефе границы земная кора-мантия. Поскольку мантия более плотная ($\sigma = 3,3 \text{ г/см}^3$), то в областях пониженного рельефа поверхности в разрезе

верхней части Земли преобладают повышенные плотности пород, а в областях гор – пониженные. Это уравнивает давление верхней части Земли на нижележащий слой, для которого должно соблюдаться постоянство давления и гравитационного потенциала (рис.3.4). *Слой, создающий в каждом нормальном сечении равное давление на нижележащий слой, называется слоем изостатической компенсации (равновесным слоем), а условие изостатического равновесия записывается выражением:*

$$\sum_i^n \Delta h_i \cdot \sigma_i = const, \quad (3.13)$$

где n – число слоёв разной плотности σ_i , имеющих мощность Δh_i . Формула (3.13) следует из выражения для давления (3.12) и определения равновесного слоя.

Таким образом, *естественное стремление Земли к равновесию проявляется в верхней её части в ограничениях на состав (плотность) и мощность земной коры.*

Значительная роль в установлении изостатического равновесия принадлежит астеносфере. *Астеносфера* – это частично расплавленный слой пониженной вязкости в верхней мантии. Астеносфера выделяется по геофизическим данным как слой пониженной скорости поперечных сейсмических волн и повышенной электропроводности, залегающий на глубинах от 50–70 км (под океанами) до 80–100 км (под материками). Через астеносферу происходит перетекание вещества, восстанавливающее изостатическое равновесие.

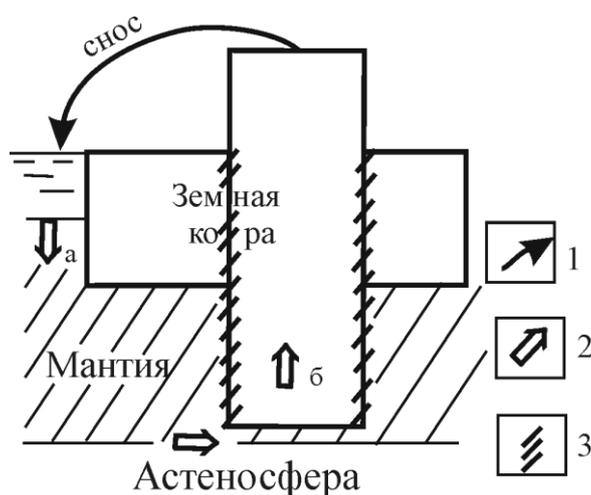


Рис.3.6. Движения вещества, нарушающих (1) и восстанавливающих (2) изостатическое равновесие. 3 – область повышенного напряжения. а – погружение; б – поднятие (всплывание)

Представим модель рис. 3.5 в схематическом виде (рис. 3.6). Предположим, что под действием солнечной энергии и гравитационных сил горные породы на горе разрушаются и материал сносится в океан. Излишняя масса в океанических сечениях литосферы должна (для сохранения условия 3.13) привести к погружению земной коры, уменьшению мощности плотной мантии и перетеканию вещества по астеносфере в сторону горы, где дефицит массы компенсируется поднятием блока земной коры (литосферы).

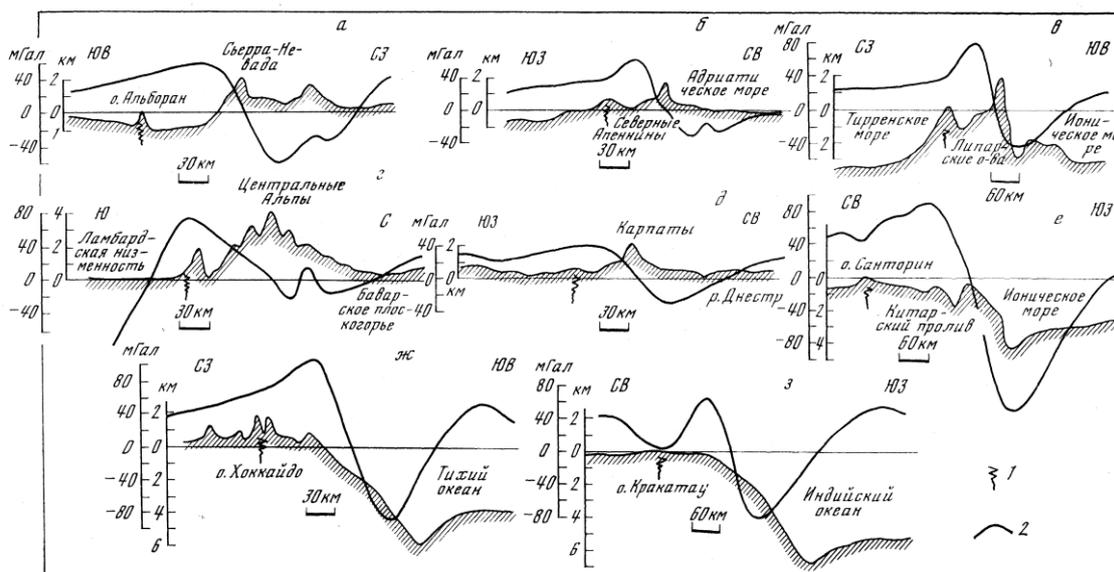


Рис. 3.7. Профили изостатических аномалий:

1 – современные проявления вулканизма; 2 – изостатические аномалии

Границы перемещающихся блоков характеризуются повышенными упругими напряжениями, которые могут вызвать разрывные деформации, а значит землетрясения, магмоизвержение и др. Таким образом, установление (восстановление) изостатического равновесия выступает как причина геологических процессов.

Принимая среднюю вязкость вещества литосферы с астеносферным слоем $\eta=3 \cdot 10^{21}$ Па·с и с учётом формулы 2.4, время установления равновесия составляет около 1000 лет. Места нарушения изостатического равновесия обнаруживаются по изостатическим гравитационным аномалиям – участкам устойчивой связи ускорения силы тяжести с рельефом местности. Планетарные изостатические аномалии приурочены к областям активного сочленения океанов и континентов, а также к областям альпийских надвиговых структур (рис. 3.7). Здесь протекают современные глобальные геологические процессы.

3.6. Земные приливы

В результате притяжения Луны и в меньшей степени – Солнца на Земле возникают приливы. Различают приливы земные, происходящие в твёрдой части Земли, океанические и атмосферные.

Рассмотрим систему Земля – Луна сначала в предположении, что Земля – абсолютно упругое тело.

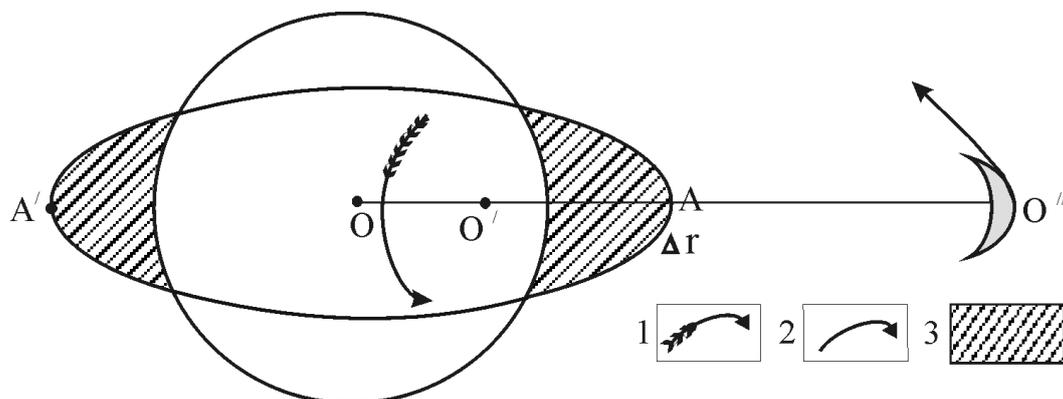


Рис.3.8. Приливный выступ для идеально упругой Земли:
1–2 – направление вращения Земли (1) и Луны (2) относительно центра масс O' ; 3 – приливный выступ

а) Упругая Земля

Луна имеет достаточно большую массу и потому обращается не вокруг центра Земли «О» (рис. 3.7), а оба тела (Луна и Земля) вращаются вокруг центра масс « O' », общего для обеих планет. Центр масс отстоит от центра Земли на расстоянии $3/4$ радиуса Земли. Совместное действие гравитационного притяжения Луны и центробежных сил, действующих на Землю из-за её обращения вокруг центра масс системы Луна – Земля, и составляет приливообразующую силу. В точке А притяжение Луны максимально, а направленная в ту же сторону центробежная сила минимальна. В результате сложения этих двух сил получаем максимальную приливообразующую силу, направленную в сторону Луны.

Наоборот, в точке A' максимальна направленная от Луны центробежная сила, а гравитационного притяжения – минимальна. Разность этих двух сил равна по величине приливообразующей силе, действующей на точку А, но направлена в противоположную сторону. Таким образом, приливный горб «А» (рис. 3.8) образуется преимущественно за счёт сил притяжения, а горб « A' » – за счёт центробежных сил. Поскольку Земля вращается, поворачиваясь к Луне разными сторонами, приливные горбы перемещаются по поверхности Земли.

В результате действия приливообразующих сил Земля приобретает небольшую (первые десятки сантиметров) сфероидальную деформацию. *Земные приливы – это вынужденные связанные колебания гравитационного поля и поверхности (фигуры) Земли.* Периоды колебания: полсуток и сутки, половина лунного месяца и лунный месяц (в зависимости от взаимного расположения Луны, Земли и Солнца), а также полгода и год (из-за эллиптичности орбиты Земли).

Сделаем обозначения:

Δr – высота земного прилива (рис. 3.8);

$\Delta r'$ – высота статического океанического прилива на абсолютно твёрдой Земле;

ΔU – дополнительный гравитационный потенциал, возникший в результате приливной деформации;

U – приливообразующий потенциал,

тогда числа Лява имеют выражения:

$$h = \frac{\Delta r}{\Delta r'} ; \quad k^* = \frac{\Delta U}{U}. \quad (3.14)$$

Числа Лява определены на основе астрономических, геодезических и гравиметрических наблюдений и для Земли составляют: $h \cong 0,609$, $k^* \cong 0,301$.

Числа Лява – это интегральные характеристики Земли, наряду с массой и моментом инерции, которым должна удовлетворять модель её внутреннего строения.

Для сравнения приведём значения чисел Лява для сферы:

абсолютно твёрдая	однородная жидкая	однородная (постоянные σ и μ)
$h=k=0$	$h=1 \quad k=0,6$	$k=0,6h$

б) Реальная Земля

В случае идеально упругой Земли приливные выступы перемещаются по поверхности Земли при её вращении, всё время оставаясь на линии центров OO'' . В реальной Земле возникает приливное трение как из-за неидеальной упругости земных недр, так и вследствие трения морских приливных волн о дно в мелких морях.

В этом случае приливная деформация будет запаздывать на некоторый угол δ от направления силы (напряжения), её вызывающей (рис. 3.9). Поскольку Земля вращается вокруг своей оси быстрее, чем обращается Луна вокруг Земли, приливный выступ выносится вращением Земли вперёд относительно линии центров OO'' .

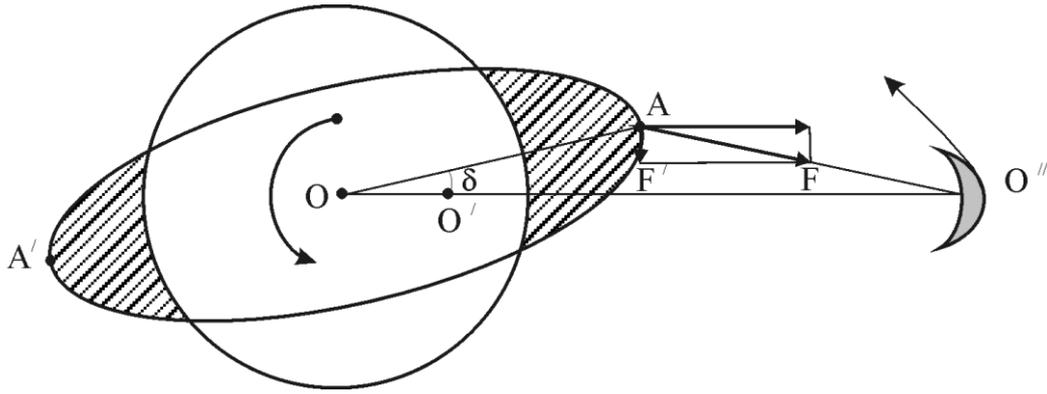


Рис.3.9. Смещение приливного выступа в результате приливного трения

Не по линии центров OO'' действует и сила притяжения Луной приливного выступа F (рис. 3.9). Её составляющая F' направлена навстречу вращению Земли и оказывает на неё тормозящее действие. С другой стороны, притяжение выступом A Луны из-за их взаимного расположения вызывает ускорение движения Луны. Таким образом, *приливное трение приводит к замедлению вращения Земли и отодвиганию Луны от Земли*. Изменение угловой скорости Земли составляет $-8 \cdot 10^{-22} \text{ с}^{-2}$, что соответствует удлинению суток на $0,7 \cdot 10^{-3} \text{ с}$ за 100 лет. Луна удаляется от Земли за год на 3,3 см.

Выводы из анализа земных приливов

1. Соответствие формы (сжатия) Земли современной скорости ее вращения является главным доказательством пластичных (жидкостных) свойств Земли, проявляющихся в геологических масштабах времени.

Точнее современной форме Земли соответствует скорость вращения, имевшая место миллион лет назад. Принимая миллион лет как время установления гидростатического равновесия Земли, получаем, согласно выражению 2.4, вязкость литосферы порядка $3 \cdot 10^{24} \text{ Па}\cdot\text{с}$.

2. Замедляясь, Земля становится всё более шарообразной, при этом максимум деформаций (напряжений), связанных с перестройкой формы Земли, приходится на 35° широты (рис. 9.2).

Именно около этих широт в большей мере сосредоточены наиболее высокие горы, современная вулканическая деятельность и землетрясения.

3. В верхней мантии должен находиться близкий к жидкому слой – астеносфера, поскольку только трением в океанах нельзя обеспечить наблюдаемого замедления Земли.

4. В астеносфере поглощается около трети энергии приливного трения (торможения Земли), что является одним из источников поддержания температуры, близкой к плавлению.

3.7. Прецессия и нутация земной оси

Из-за отклонений формы Земли от сферической (полярное сжатие – экваториальное вздутие) и распределений плотностей в недрах Земли от гидростатического (гравитационные аномалии и высоты геоида) происходят возмущения вращения Земли, проявляющиеся в *прецессии и нутации* земной оси.

Ось Земли наклонена к направлению на полюс эклиптики (нормали и плоскости орбиты Земли) под углом около $23,5^\circ$ и медленно прецессирует вокруг этого направления, образуя круговую коническую поверхность. (Такое движение испытывает, например, ось гироскопа). В ходе прецессии направление от центра Земли к северному полюсу удаляется от направления на полюс мира, достигает наибольшего отклонения в 47° и приходит к прежнему положению через 25 800 лет. Если бы прецессия не была такой медленной (около $50,2''$ в год), то навигация по звёздам была бы затруднена.

Вызывает прецессию земной оси гравитационное воздействие Луны и Солнца на экваториальное вздутие Земли. Рассматривая прецессию как возмущение вращения Земли (Стейси, 1972), можно вычислить среднюю скорость прецессии по формуле:

$$\omega_p = -\frac{3}{2} \frac{f}{\omega} \cdot \frac{C-A}{C} \cdot \frac{M}{R^3} \cdot \cos\theta, \quad (3.15)$$

где C и A – полярный и экваториальный моменты инерции Земли (т.е. относительно осей c и α); M – масса Солнца (Луны); R – расстояние от Земли до Солнца (Луны); θ – угол между экваториальной плоскостью и плоскостью эклиптики. Разница в полярном и экваториальном моментах инерции входит также в выражение для сжатия Земли (сфероида), полученного при разложении соответствующего геоиду гравитационного потенциала:

$$\alpha = \frac{\alpha - c}{c} = \frac{3}{2} \cdot \frac{C - A}{M_3 \cdot \alpha^2} + \frac{1}{2} q, \quad (3.16)$$

где M_3 – масса Земли. Из уравнений (3.15) и (3.16) очевидно, что прецессия земной оси связана с экваториальным вздутием Земли ($\alpha - c \neq 0$) и отклонением оси её вращения от плоскости эклиптики ($\cos\theta \neq 0$).

Из уравнения (3.15) видим, что величина скорости прецессии зависит от массы космического тела (M) и (обратно) от куба его расстояния до центра Земли. Близость к Земле Луны более чем восполняет её

меньшую массу в сравнении с Солнцем. В результате оказывается, что вклад гравитационного воздействия Луны в скорость прецессии земной оси более, чем в 2 раза превышает вклад Солнца. На прецессионное движение земной оси накладываются слабые её колебания, называемые *нутацией*. Они возникают из-за эллиптичности орбит Земли и Луны, расположенных в разных плоскостях, а также от слабого гравитационного воздействия других планет.

В уравнении 3.15 все величины, кроме моментов инерции, можно получить из наблюдений. Следовательно, можно найти динамическое сжатие Земли:

$$H = \frac{C - A}{C} = 0.0032732 = \frac{1}{305.51}. \quad (3.17)$$

Совместное решение уравнений 3.15 и 3.16 даёт отдельно значения полярного и экваториального моментов инерции. Полученные таким образом значения C и A являются одним из основных условий, которым должно удовлетворять радиальное распределение плотности внутри Земли. Благодаря этому условию можно рассчитать пределы изменения плотности в слоях, выделяемых в недрах Земли по сейсмическим данным (разд. 5).

Безразмерные моменты инерции равны: $A=0,3295$; $C=0,3306$, что меньше момента инерции однородной сферы (0.4). Это говорит о заметной концентрации массы к центру Земли, особенно для экваториальной оси. Различие в значениях сжатия геоида и динамического сжатия указывает на то, что поверхности внутренних слоёв, например, ядра, имеют меньшее сжатие, чем поверхность Земли. Это различие может служить оценкой отклонения Земли от гидростатической уравновешенности, поскольку условием этого равновесия является равенство

$$\frac{\alpha - c}{\alpha} = \frac{C - A}{C}.$$

Рассмотренная выше прецессия и нутация земной оси вызваны гравитационным воздействием на Землю Солнца, Луны и других космических тел. Кроме того, Земля испытывает *свободную, эйлеровскую прецессию*, называемую свободной нутацией или *чандлеровским колебанием* (по имени её открывателя). Причина колебания – несовпадение оси Земли и оси её наибольшего момента инерции. Полный момент количества движения остается постоянным и по величине, и по направлению, а Земля движется так, что полюс описывает на её поверхности круг с центром в точке пересечения оси наибольшего момента инерции с поверхностью Земли. Прецессия направлена противоположно вращению Земли. Земная ось практически фиксирована в пространстве, и чандлеровское колебание полюса выражается в периодических колеба-

ниях широты с периодом 430–435 сут. и переменной амплитудой, составляющей в среднем 0.14". Оно накладывается на 12-месячные (сезонные) вариации широты с амплитудой того же порядка.

Расчёты с жесткой Землёй дают период свободной прецессии порядка $\frac{C}{C-A}$, т.е. 305 сут. Удлинение периода чандлеровского колебания до 430 сут. связывают с упругими деформациями Земли, при которых экваториальное вздутие частично приспособляется к мгновенному положению оси вращения, и тем самым уменьшает момент, вызывающий прецессию.

4. СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ

4.1. Землетрясения и сейсмические волны

Землетрясения – это колебания поверхности и недр Земли, вызванные кратковременной разгрузкой упругих напряжений в литосфере, т.е. в верхней, наиболее жёсткой оболочке Земли.

Очаг землетрясения – область разгрузки напряжений, из которой излучаются сейсмические волны. Очаги землетрясений локализуются в литосфере. В подстилающей её астеносфере напряжения реализуются через пластические деформации. Размеры очагов землетрясений – десятки-сотни километров. В них происходят необратимые разрушения пород. За пределами очага деформации носят упругий характер сейсмических волн.

Сейсмические волны – распространяющиеся в недрах Земли, знакопеременные деформации. В соответствии с двумя видами деформаций существует два вида волн: *продольные волны* (Р-волны) – это волны сжатия-растяжения, колебание которых осуществляется вдоль линии их распространения. *Поперечные волны* (S-волны) – волны сдвига; колебание волн сдвига происходит в плоскости, перпендикулярной линии распространения волны. Скорости сейсмических волн определяются упругими модулями и плотностью:

$$v_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\sigma}}; \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}}, \quad (4.1)$$

где k – модуль объёмной упругости; μ – модуль упругости формы; σ – плотность.

Из выражений для скоростей можно заключить, что, во-первых, скорость продольных волн больше скорости поперечных ($v_p \approx 1,73 v_s$) и, во-вторых, в жидких и газообразных средах ($\mu=0$) поперечные волны отсутствуют.

4.2. Параметры землетрясения, определяемые по сейсмическим данным

Запись сейсмических колебаний осуществляется сейсмостанциями, расположенными на поверхности Земли (рис.4.1). Первыми от землетрясения на сейсмостанцию приходят продольные волны, затем поперечные и поверхностные.

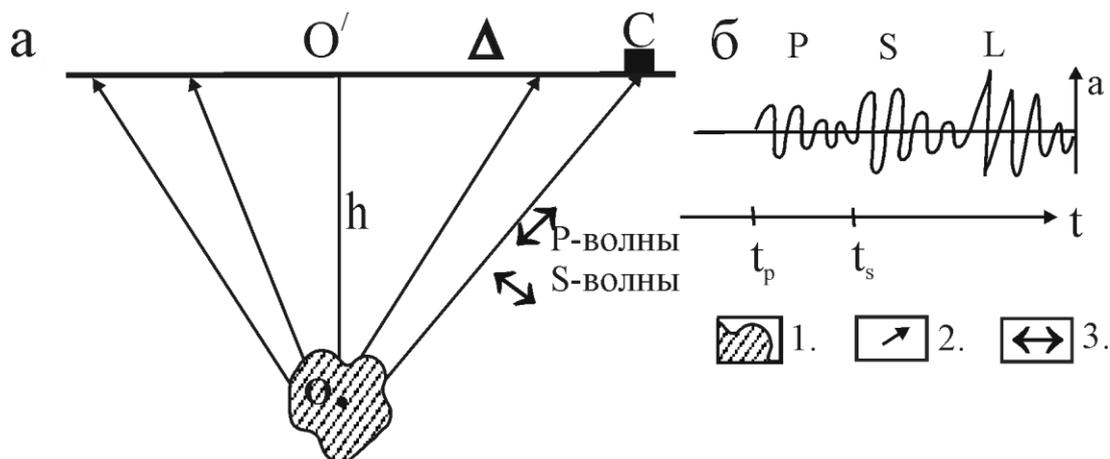


Рис.4.1. Схематический разрез области землетрясения (а) и запись сейсмических волн (б):

1 – очаг землетрясения; 2 – направление распространения сейсмических волн; 3 – направления колебаний; O – гипоцентр очага; O' – эпицентр; L – поверхностные волны; a – амплитуда смещения почвы

Последним соответствуют максимальные колебания почвы и именно они вызывают разрушения на поверхности Земли.

По сейсмическим данным определяют пространственные координаты, энергию и механизмы землетрясения.

а) Пространственные координаты землетрясения

К таковым относятся глубина гипоцентра (h) и эпицентральное расстояние (Δ – расстояние от эпицентра до сейсмостанции). Глубина гипоцентра и эпицентральное расстояние определяются из выражения:

$$(t_s - t_p) \cdot \frac{v_p \cdot v_s}{v_p - v_s} = \sqrt{h^2 + \Delta^2}, \quad (4.2)$$

где t_s и t_p – время прихода поперечной и продольной волн.

Поскольку неизвестных два, то для определения Δ и h необходимы наблюдения минимум на двух станциях.

По глубине очага различают землетрясения:

неглубокие, $h \leq 70$ км, в том числе приповерхностные (<10 км) (70 км – средняя мощность литосферы);

промежуточные, $h = 70 \div 300$ км;
глубокие, $h > 300$ км (до 700 км).

б) Энергия землетрясения

Числовой энергетической характеристикой землетрясения является магнитуда M :

$$M = \lg \frac{a}{T} + F, \quad (4.3)$$

где a – амплитуда смещения почвы по сейсмической волне с периодом T ; F – эмпирическая функция, приводящая все измерения к стандартным условиям (по h , Δ и свойствам грунта).

Сильнейшие землетрясения имеют магнитуды больше 8. Упругая энергия таких землетрясений однозначно связана с магнитудой:

$$\lg E \approx 4 + 1,6M. \quad (4.4)$$

Например, землетрясение в Сан-Франциско (1960) имело магнитуду 8,3, что соответствует энергии 10^{17} Дж (больше, чем энергия водородной бомбы в 5 Мт).

в) Механизм очага землетрясения

Под механизмом очага землетрясения понимают характер перемещения литосферных плит в зависимости от направления действия сил, вызывающих землетрясение. Изучение механизма очага землетрясения оказалось возможным после исследования прихода волн от ядерных взрывов. Ядерный взрыв сначала вызывает волну сжатия, потом происходит захлопывание полости и формируется волна растяжения. Приходит ли волна сжатия или волна растяжения, судят по характеру первого вступления сейсмической волны (направлению первого колебания почвы).

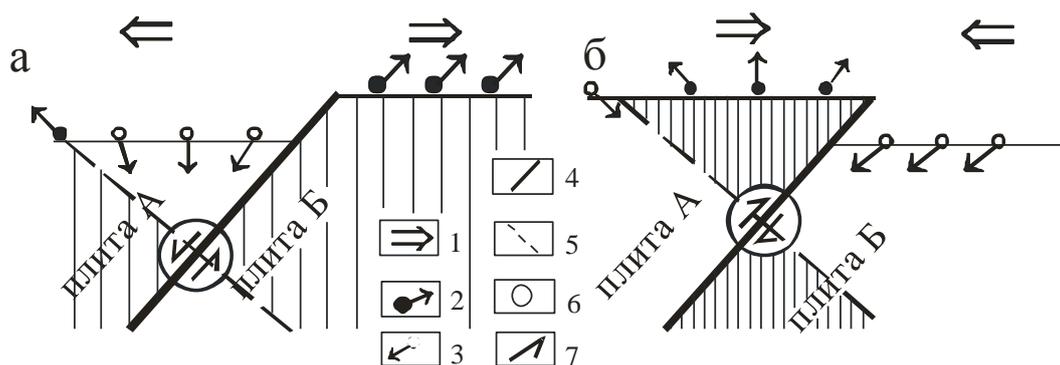


Рис. 4.2. Механизмы очага землетрясения в условиях действия сил растяжения (а) и сил сжатия (б):

1 – направление действия сжимающих и растягивающих сил; 2 – волна сжатия;
3 – волна растяжения; 4 – плоскость разрыва; 5 – вспомогательная плоскость;
6 – очаг землетрясения; 7 – направление движения плит в очаге

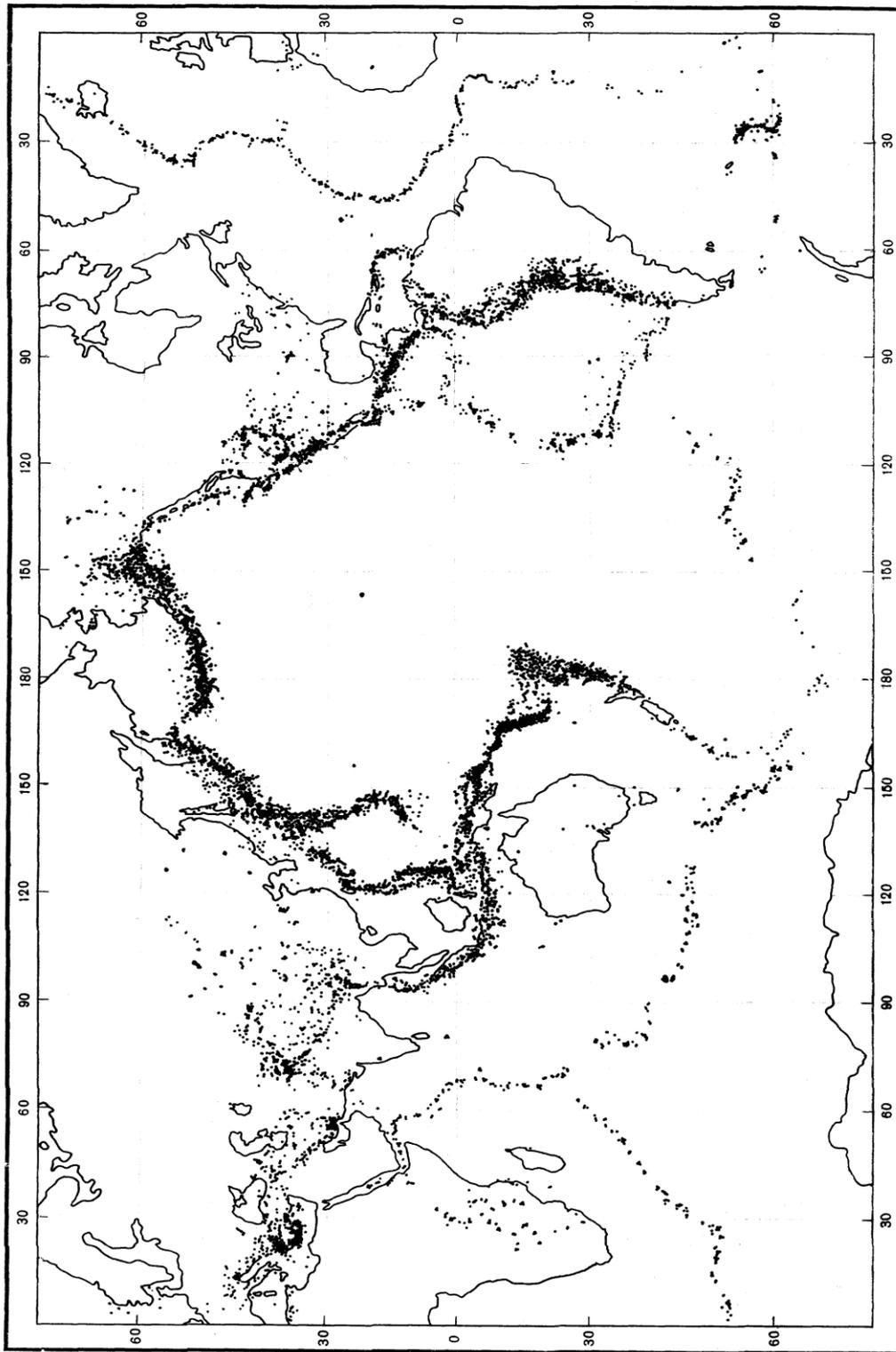


Рис. 4.3. Размещение эпицентров землетрясений для периода 1961 – 1967 гг. (Вагазани, Догман, 1968)

Если первое смещение почвы произошло от очага (вверх, как это показано на рис. 4.1,б), то пришла волна сжатия, если – к очагу, то – волна растяжения. По пространственному расположению точек прихода волн сжатия и растяжения можно определить механизм очага землетрясения, т.е. в каком направлении перемещались плиты в очаге и какие силы, сжатия или растяжения, вызвали эти перемещения.

В условиях сил растяжения (сброс) над очагом формируется волна растяжения, а по периферии – сжатия (рис 4.2, а), а в условиях сил сжатия (взброс, надвиг, подвиг) наблюдается обратная картина (рис. 4.2, б).

4.3. Закономерности распределения землетрясений

Закономерности распределения землетрясений в пространстве и времени, по энергиям и механизмам очагов составляют *сейсмичность* Земли. Землетрясение – признак современной геологической активности Земли.

Глубина очага землетрясения косвенно указывает на глубину распространения литосферы (глубину до астеносферы), а энергия – на степень жёсткости литосферы и силу, вызывающую разрывные деформации. Выявление периодичности землетрясений и сопоставление её с периодичностью космических или геологических явлений позволяет выявлять причины провоцирования землетрясений.

1) *Землетрясения сосредоточены в узких зонах разгрузки упругой энергии Земли, разделяющих её литосферу на несейсмоактивные плиты (рис. 4.3).*

Наиболее крупными литосферными плитами являются: Тихоокеанская, Евразийская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Индийская, Антарктическая.

2) *Наиболее глубокие и высокоэнергетичные землетрясения сосредоточены в зонах субдукции, являющихся также зонами сжатия.*

Зоны субдукции располагаются в области активного сочленения океанов и континентов (зоны глубоководных желобов) и в поясах альпийских надвиговых структур внутри континентов.

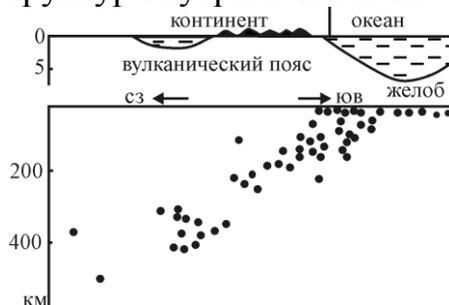


Рис. 4.4. Распределение очагов землетрясений в разрезе Курило-Камчатского желоба

Глубина гипоцентров землетрясений возрастает в зонах субдукции в направлении от океана к континентам (рис.4.4). Повышенная мощность и напряжённое состояние здесь литосферы интерпретируется как результат подвигания океанической земной коры под континентальную.

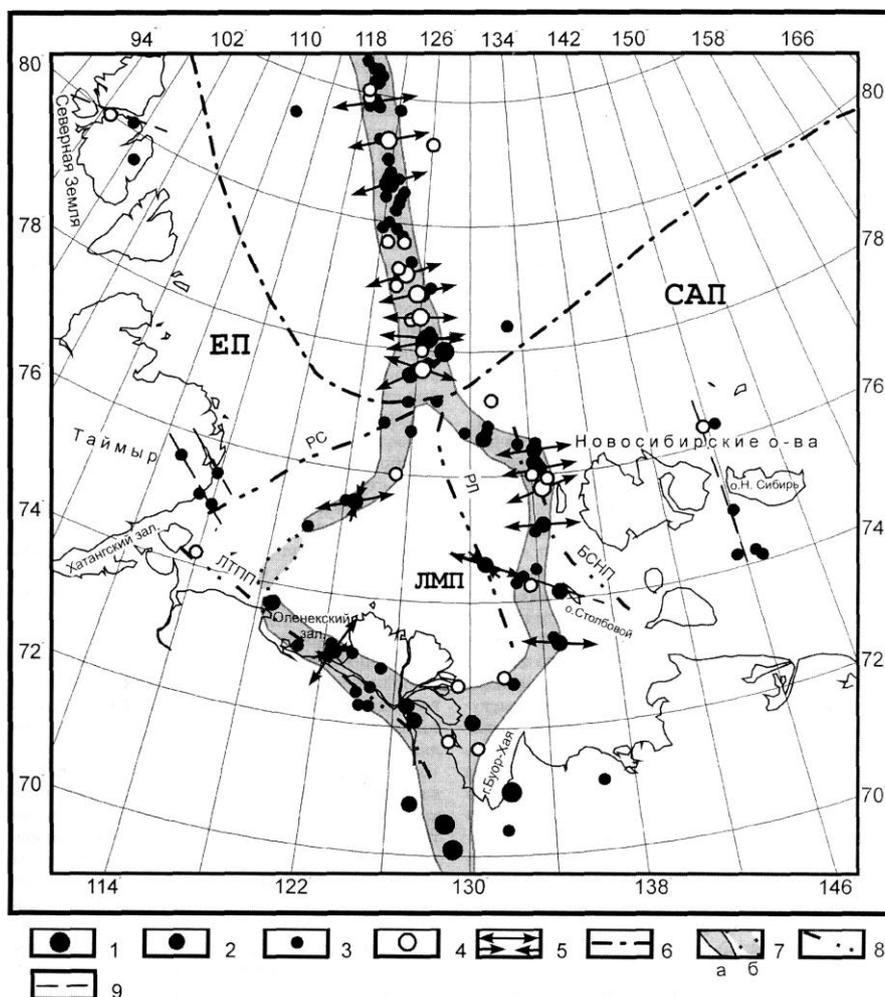


Рис.4.5. Эпицентры и фокальные механизмы землетрясений Лаптевоморского шельфа за период 1964–1998гг. (Аветисов и др., 2002)

1 – 4 – землетрясения разной магнитуды M : 1- ≥ 6 ;

2 – 5 – 5.9; 3 – 4 – 4.9; 4 – зарегистрированные после 1991г.;

5 – оси напряжений растяжения и сжатия (длина стрелки пропорциональна \cos угла наклона к горизонту);

6 – континентальный склон;

7 – границы плит: а – уверенные; б – предполагаемые;

8 – главные разломные зоны;

9 – разломы.

ЕП – Евразийская плита; САП – Северо-Американская плита; ЛМП – Лаптевская микроплита

3) *Неглубокие ($h < 20$ км) с малой магнитудой ($M < 6$) землетрясения сосредоточены в рифтовых зонах срединных океанических хребтов – зонах растяжения.* (рис. 4.5).

Здесь литосфера маломощна и наименее жёстка. Астеносфера ближе всего подходит к дневной поверхности. В рифтовых зонах происходит зарождение базальтовых магм и наращивание (раздвигание) океанической земной коры.

4) *Периодические повышения сейсмической активности Земли коррелируются с аномалиями замедления её вращения.*

Направленное уменьшение угловой скорости вращения Земли, обусловленное приливными притяжениями Луны и Солнца, осложнено локальными возмущениями, с которыми и оказываются сопоставимы по времени повышения сейсмичности Земли. Наблюдается периодичность в 60 лет, что, как мы уже знаем, соответствует кратному обращению Юпитера и Сатурна относительно Земли. Последний максимум замедления и сейсмической активности Земли приходился на 60-е годы XX века.

5. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

5.1. Упругие свойства минералов и горных пород

а) скорости сейсмических волн и плотность

Скорости сейсмических волн определяются либо по измерениям образцов горных пород, либо непосредственно по результатам сейсмических наблюдений. Поскольку плотность входит в формулы для скоростей сейсмических волн (4.1), то из сейсмических данных можно получить информацию о плотности. Может быть определено приращение плотности ($\Delta\sigma$) при приращении глубины (Δh) по формуле Адамса-Вильямсона с учётом поправки на объёмное расширение Ф.Берга:

$$\Delta\sigma = \frac{\sigma \cdot g}{\Phi} \cdot \Delta h - \sigma \cdot \alpha \cdot \frac{\partial T}{\partial P}, \quad (5.1)$$

где σ – плотность вышележащего слоя; $\Phi = v_p^2 - \frac{4}{3}v_s^2$; α – коэффициент объёмного расширения; T – абсолютная температура; P – давление.

Таблица 5.1

Скорости сейсмических волн
и плотности некоторых минералов и горных пород

Минерал, порода	Состав	σ , г/см ³	v_p , км/с	v_p/v_s
Оливин	MgFeSiO ₄	3,82	7,66	1,76
Фаялит	Fe ₂ SiO ₄	4,39	6,75	1,98

Минерал, порода	Состав	σ , г/см ³	v_p , км/с	v_p/v_s
Шпинель	Fe_2SiO_4	4,85	8,05	1,96
Кварц	SiO_2	2,65	6,05	1,48
Ортоклаз	$KAl(Si_3O_8)$	2,55	5,68	1,84
Гранит	кислый	2,6	5,8	1,87
Габбро-базальт	основной	2,95	6,8	1,61
Перидотит	ультраосновной	3,19	7,8	1,77

Анализ данных таблицы позволяет сделать следующие заключения:

1. По измеренным значениям σ и v можно судить о составе вещества Земли.

2. Плотность и скорость сейсмических волн увеличиваются при увеличении в минералах, породах Fe, Ca и Mg и уменьшаются при увеличении - Si, K, Na.

3. Преобладание в породе, минерале Fe над Mg увеличивает плотность, но уменьшает скорость распространения сейсмических волн, в большей степени - поперечных.

б) влияние температуры и давления

Приведённые в табл. 5.1 физические параметры измерены на образцах горных пород и минералов в лабораторных условиях. Термодинамические условия в недрах Земли иные: температура и давление растут на глубину. Сведения об изменении физических параметров при изменяющихся термодинамических условиях также получают путём эксперимента, создавая в измерительных установках высокие температуры и давления.

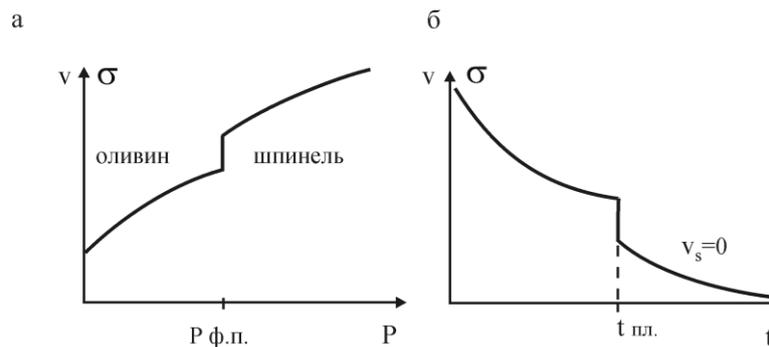


Рис. 5.1. Изменение физических параметров оливина (а) и базальта (б) при повышении температуры и давления

Возьмём для рассмотрения систему $MgFeSiO_4$, в поверхностных условиях представляющую собой минерал оливин (рис. 5.1,а). При повышении давления скорости сейсмических волн и плотность минерала

возрастают, при этом постепенное возрастание обусловлено упругим сжатием минерала при повышении давления, а скачок значений физических параметров связан с перекристаллизацией минерала в структуру шпинели. Давление фазового перехода у оливина зависит от соотношения в нём Fe и Mg и увеличивается при увеличении температуры. Для оливинов состава верхней мантии оно составляет $12 \cdot 10^9$ Па при температуре 1200°C и $13,4 \cdot 10^9$ Па при температуре 1600°C .

Увеличение температуры, напротив, уменьшает плотность и скорости сейсмических волн (рис. 5.1,б). Постепенное понижение значений физических параметров обусловлено тепловым расширением вещества при увеличении температуры, скачок значений – его фазовым переходом (расплавлением). Температура плавления зависит от состава минерала, породы и от давления. Например, базальт в приповерхностных условиях ($P = 10^5$ Па) плавится при температуре 1100°C , а на глубине 2000 км ($P = 800 \cdot 10^8$ Па) его температура плавления превышает 2250°C . Таким образом, *высокое давление в недрах Земли препятствует их расплавлению.*

5.2. Закономерности распространения сейсмических волн

На границе двух сред сейсмические волны могут испытывать преломление и отражение. Условие преломления: $v_1 \neq v_2$; условие отражения: $v_1 \cdot \sigma_1 \neq v_2 \cdot \sigma_2$. Отраженная волна распространяется в этой же среде, в которой распространялась падающая (прямая) волна. Угол отражения равен углу падения. Преломлённая волна проходит во вторую среду. Соотношение угла падения (i) и угла преломления (j) зависит от соотношения скоростей в двух средах:

$$\frac{\sin i}{\sin j} = \frac{v_1}{v_2}. \quad (5.2)$$

Иными словами, если скорость во второй среде больше, то сейсмический луч прижимается к поверхности ($j > i$), если меньше, то к нормали (т.е. уходит на глубину).

Зависимость времени прихода волны от эпицентрального расстояния называется *годографом.*

Типы неоднородностей земных недр

а) Постепенное изменение упругих параметров с глубиной

Оно является следствием влияния давления и температуры. В этом случае Земля ведёт себя как преломляющая линза, постепенно отклоняя луч от его первоначального положения. Как правило, скорости на глубину растут, поэтому сейсмические лучи отклоняются к горизонту и на поверхности фиксируются сейсмическими станциями (слой 1 и 3, рис.5.2,а).

Если в разрезе имеется слой, в котором скорость с глубиной понижается, то сейсмический луч отжимается к центру Земли и на поверхности образуется зона тени – интервал земной поверхности, на котором сейсмостанции не фиксируют землетрясения. В годографе появляется разрыв.

Наблюдаются два разрыва в годографах. Первый соответствует эпицентральному расстоянию $5^{\circ} - 15^{\circ}$ или 500–1500 км от эпицентра землетрясения (слой пониженных скоростей на глубинах 70–250 км), второй наблюдается при $\Delta=105^{\circ}-120^{\circ}$, что соответствует слою на границе мантии и ядра (2700–2885 км). Названные слои интерпретируются как астеносферные.

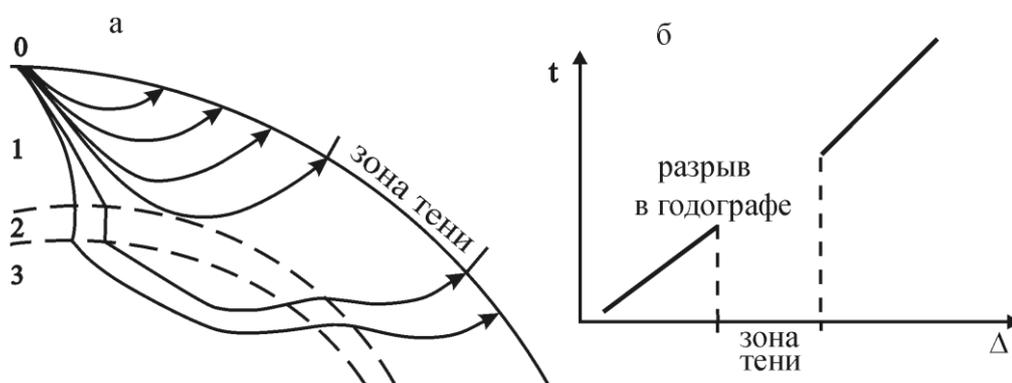


Рис.5.2. Наличие зоны тени (а) и разрыва в годографе в случае расположения в разрезе слоя с понижением скорости на глубину (слоя 2)

б) Резкие границы между средами

На резких границах происходит как преломление, так и отражение сейсмических волн. Выделяются три вида сейсмических границ:

- границы состава. Типичной границей состава является граница земной коры и мантии;
- границы фазового перехода. Наблюдаются внутри мантии;
- границы состава и фазового перехода. Такой границей является граница мантии и ядра.

Граница земной коры и мантии является резкой отражающей и преломляющей границей в связи со значительным отличием вещества коры и мантии по физическим параметрам (табл. 5.2) и называется границей М или Мохо по имени сейсмолога Моховичича, который впервые зафиксировал эту границу в 1909 году от Загребского землетрясения.

Таблица 5.2

Слой	Наименование	v_p , км/с	v_s , км/с	σ , г/см ³	Состав
А	Земная кора	6,5	3,7	2,8	гранит-базальт
В	Верхняя мантия	8,0	4,7	3,3	пиролит (2/3перидотита+1/3базальта)

Начиная с этого времени земной коре дано чёткое определение. *Земная кора – это наружный слой Земли выше сейсмической границы Мохо.*

5.3. Классическая модель внутреннего строения Земли

Классическая модель внутреннего строения Земли построена на основе сейсмических данных. Кроме того, что она соответствует распределению скоростей упругих колебаний и плотности, классическая модель Земли удовлетворяет измеренным значениям массы Земли, её средней плотности и моменту инерции. Обязательным условием модели Земли является увеличение с глубиной её плотности, что соответствует гидростатическому равновесию. Модель Земли в произвольном масштабе приведена на рис. 5.3.

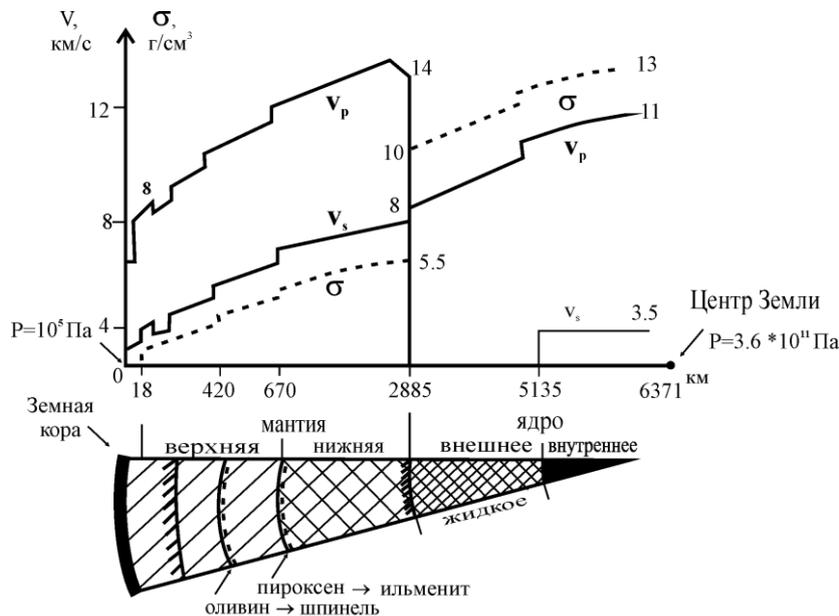


Рис.5.3. Классическая модель внутреннего строения Земли

Основным свойством Земли является её расслоенность. В первом приближении Земля разделяется на земную кору, мантию и ядро. Возрастание плотности на глубину, скачкообразное на границах, указывает

на *гравитационную дифференциацию* Земли как причину её расслоения. Состав ядра преимущественно железный, о чём говорят высокие значения плотности, а также большее увеличение плотности в сравнении со скоростью сейсмических волн. Для быстропротекающих геологических процессов, какими являются сейсмические колебания, Земля в основной своей массе твёрдая. Жидким является лишь внешнее ядро ($v_s=0$). Сейсмическая и плотностная граница нижней мантии с ядром наиболее выражена – резкое понижение скорости и увеличение плотности. Жидкое состояние ядра при высоких давлениях (порядка 10^{11} Па) указывает на высокие температуры в недрах Земли ($>4000^\circ\text{C}$).

Уплотнение мантии происходит как за счёт упругого сжатия кристаллов (постепенный рост v и σ), так и в результате фазовых переходов, отмечающихся скачкообразными изменениями физических параметров. Предполагается, что скачок σ и v на глубине 420 км соответствует фазовому переходу оливина в структуру шпинели ($P=140 \cdot 10^8$ Па), а граница верхней и нижней мантии на глубине 670 км – фазовому переходу пироксена в структуру ильменита ($P=240 \cdot 10^8$ Па). В верхней мантии и на границе мантии с ядром имеются слои, в которых скорости сейсмических волн понижаются с глубиной. При наблюдении сейсмических волн от землетрясений они создают на поверхности зоны тени и проявляются в разрывах годографов.

6. ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ

6.1. Основные источники энергии Земли

Современным геофизическим данным наиболее удовлетворяет гипотеза «холодного происхождения» Земли. В то же время, уже в архее, т.е. через 1 млрд. лет после образования Земли, формировались магматические породы основного состава. Следовательно, уже к этому времени недра были разогреты до температур, превышающих температуру плавления базальтов. За время геологической эволюции Земля теряла энергию через тектономагматические процессы (порядка $1,26 \cdot 10^{20}$ Дж/год) и через излучение тепла в космическое пространство (около $9,2 \cdot 10^{20}$ Дж/год). Рассмотрим основные источники энергии Земли.

1) Энергия аккреции и гравитационной дифференциации

Процесс образования Земли за счёт аккреции протопланетного газопылевого облака развивался сравнительно быстро и уже примерно через 10^8 лет после своего начала завершился образованием первичной и в среднем однородной Земли.

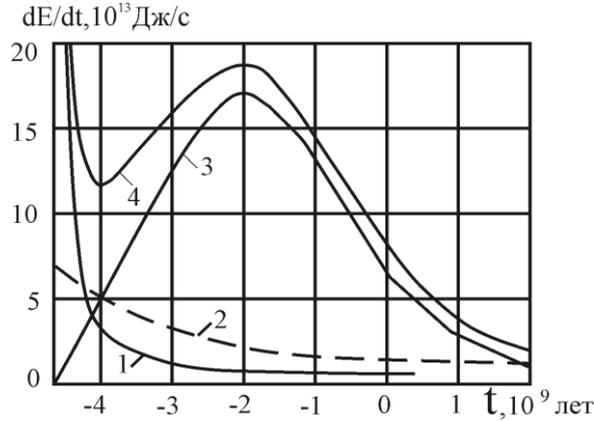


Рис. 6.1. Выделение тепловой энергии в «твёрдой» Земле:
 1 – энергия приливного торможения; 2 – энергия радиоактивного распада;
 3 – тепловая энергия гравитационной дифференциации (по модели Наймарка–Сорохтина) 4 – суммарное энерговыделение

В дальнейшем развивался другой мощный гравитационный процесс – плотностная дифференциация земного вещества на тяжёлое железное ядро и остаточную силикатную оболочку – мантию. Эти процессы по своей сути едины. Они сопровождаются перераспределением масс в собственном гравитационном поле и уменьшением потенциальной энергии Земли, т.е. переводят её в более равновесное термодинамическое состояние.

Для сферически симметричного гравитирующего тела потенциальная энергия равна:

$$U = -4\pi f \int_0^R m(r) \cdot \sigma(r) \cdot r \cdot dr, \quad (6.1)$$

где r – радиус растущей планеты, $m(r)$, $\sigma(r)$ – её масса и плотность.

Первичная Земля была однородной. Решение уравнения 6.1 при постоянной плотности даёт потенциальную энергию Земли:

$$U_1 \cong -\frac{3}{5} \cdot f \cdot \frac{M^2}{R}, \quad (6.2)$$

где M – масса Земли, R – её радиус.

Энергия аккреции равна потенциальной энергии с обратным знаком и составляет $2,25 \cdot 10^{32}$ Дж. Часть её было затрачено на упругое сжатие планеты (порядка $3,5 \cdot 10^{31}$ Дж), значительная часть рассеялась в космическое пространство. Если предположить, что не менее 5% энергии аккреции пошло на разогрев Земли, то её температура должна была повыситься на 2200 °С.

Энергия, выделившаяся в результате процесса гравитационной дифференциации (E_g), может быть получена как разность потенциа-

ных энергий первичной (однородной) и современной (расслоенной) Земли:

$$E_g = U_1 - U_2, \quad (6.3).$$

U_2 получают, подставляя в уравнение (6.1) современное распределение плотности в недрах Земли. В зависимости от принимаемых моделей строения Земли, оценки E_g лежат в пределах $(1,46 - 2,0) \cdot 10^{31}$ Дж.

2) Энергия радиоактивного распада

Основной вклад в радиогенную энергию Земли вносят долгоживущие радиоактивные элементы, находящиеся в Земле в достаточно больших количествах. Такими элементами являются уран (238) и торий с продуктами распада и радиоактивный изотоп калия (калий-40). Периоды полураспада этих элементов (время, за которое распадается половина атомов), а также количество радиогенной энергии, выделяемой за единицу времени единицей массы, приведены в табл. 6.1.

Таблица 6.1

Радиоактивность Земли

Элемент	Период полураспада, год	Содержание в Земле		Радиогенная энергия, Дж/кг·с
		%	кг	
Уран	$4,51 \cdot 10^9$	$6,92 \cdot 10^{-7}$	$0,414 \cdot 10^{17}$	$0,94 \cdot 10^{-4}$
Торий	$1,41 \cdot 10^{10}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{17}$	$0,26 \cdot 10^{-4}$
Калий-40	$1,3 \cdot 10^9$	$1,89 \cdot 10^{-6}$	$1,31 \cdot 10^{17}$	$0,29 \cdot 10^{-4}$

В настоящее время в Земле выделяется каждую секунду $1,14 \cdot 10^{13}$ Дж радиогенной энергии, а за время жизни Земли в её недрах выделилось $0,41 \cdot 10^{31}$ Дж энергии радиоактивного распада (Сорохтин, 1979). Нетрудно заметить, что радиогенного тепла не достаточно даже на покрытие теплового излучения Земли.

3) Энергия приливного торможения

Энергия приливного торможения черпается из энергии вращения Земли, которая в соответствии с уравнением 6.4 составляет $2,14 \cdot 10^{29}$ Дж.

$$E = I \cdot \frac{\omega^2}{2}, \quad (6.4)$$

где I и ω – момент инерции и угловая скорость вращения Земли.

Благодаря взаимному притяжению Луны и Земли в океанах, а также в теле Земли, возникают приливные деформации. Поскольку Земля не является идеально упругой, часть приливной энергии поглощается Землёй, что приводит к замедлению её вращения. Энергию приливного торможения оценивают по уравнению:

$$\frac{dE}{dt} \cong I \cdot \omega \cdot \frac{d\omega}{dt} . \quad (6.5)$$

В настоящее время торможение вращения Земли:

$$\frac{d\omega}{dt} = -8 \cdot 10^{-22} \text{ с}^{-2} .$$

а суммарная приливная энергия, выделившаяся в Земле $\leq 2,8 \cdot 10^{30}$ Дж.

Рассмотренные виды энергии количественно изменяются во времени. В начальные интервалы жизни Земли наибольшее значение имели энергии приливного торможения (Земля вращалась в два раза быстрее) и радиоактивного распада (за счёт короткоживущих радиоактивных элементов и большего количества урана, тория и калия). Энергия гравитационной дифференциации имеет максимум в окрестности 2 млрд. лет, на которые приходится максимальная скорость роста земного ядра. В настоящее время энергия гравитационной дифференциации преобладает по величине над другими видами энергий, и её одной достаточно для покрытия расходов Земли на тектономагматические процессы и излучение тепла в космическое пространство.

6.2. Тепловой поток. Распределение температур в недрах

С поверхности Земли постоянно излучается тепловая энергия. Тепловой проток через поверхность Земли q составляет порядка 0.07 Вт/м^2 и значительно (в 10 – 100 раз) превышает энергию, высвобождаемую при землетрясениях и вулканической деятельности.

Тепловой поток определяется произведением коэффициента теплопроводности (λ) и градиента температуры ΔT :

$$q = \lambda \cdot \Delta T. \quad (6.6)$$

Температурный градиент характеризует скорость нарастания температуры с глубиной. Величина его варьирует в интервале от 1 до 5°C на каждые 100 метров, составляя в среднем у поверхности Земли $2^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Коэффициент теплопроводности, характеризующий способность горной породы передавать тело от более нагретой части менее нагретой, зависит от состава породы и изменяется в среднем для земной коры:

λ , Вт/(м·к)	Слой земной коры
1.9	Осадочный
2.3	Гранито-метаморфический
3.4	Базальтовый

Карта теплового потока через поверхность Земли приведена на рис. 6.2.

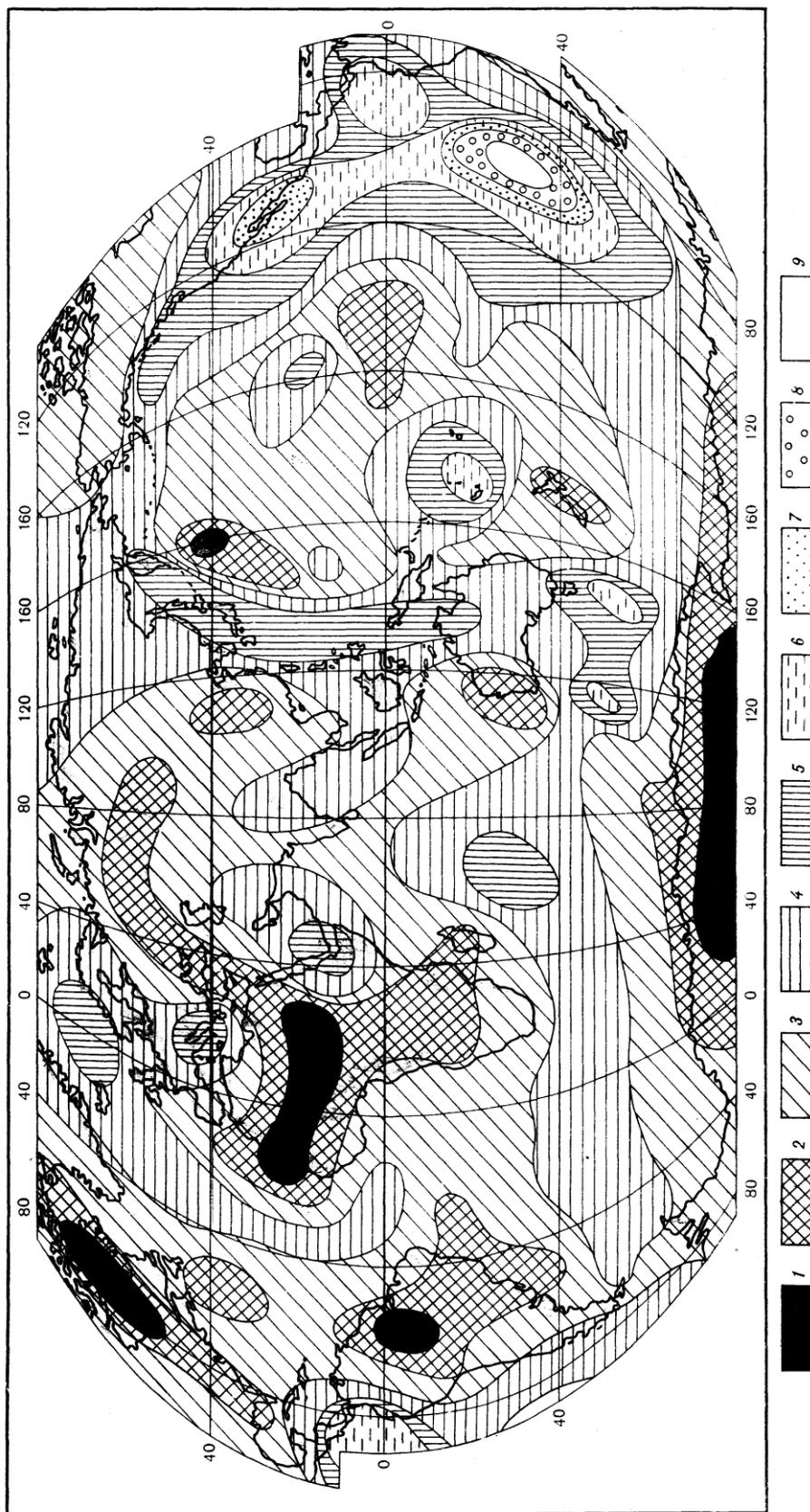


Рис. 6.2. Карта теплового потока. Значения теплового потока (в 0.04 Вт/м^2): 1 – 0,7–0,95; 2 – 0,95–1,2; 3 – 1,2–1,4; 4 – 1,4–1,7; 5 – 1,7–1,9; 6 – 1,9–2,1; 7 – 2,15–2,4; 8 – 2,4–2,6; 9 – 2,6–2,9

Она характеризует термическое состояние приповерхностной зоны Земли до глубин в несколько сот километров. Отметим две важные особенности теплового потока.

1. Средние тепловые протоки через континентальную и океаническую поверхности Земли приближённо одинаковы. Это побудило учёных пересмотреть представление о вкладе радиогенного тепла в тепловой поток Земли. Радиоактивные элементы находятся преимущественно в гранитном слое земной коры, который в океанической коре отсутствует. Следовательно, на континентах источники тепла сосредоточены в основном в наружных гранитном и базальтовом слоях (по расчётам от 40 до 70% q), а на океанах они находятся в мантии и, скорее всего, рассредоточены на глубину до нескольких сотен километров.

2. Геотермические аномалии коррелируются с различными геологическими структурами, что позволяет использовать данные о тепловом потоке при их физической интерпретации. Из сравнения рис. 6.2 и 9.2 можно видеть, что глобальные аномалии теплового потока приурочены к рифтовым зонам и другим активным областям литосферы.

Распределение температур в недрах Земли определено не достаточно точно. Используем для оценки метод реперных точек.

Средний геотермический градиент у поверхности составляет 20 град/км, так что на глубине 100 км температура не должна превышать 2000 °С. На этой глубине зарождаются очаги расплавленных лав вулканов, поэтому более точной оценкой температуры на глубине 100 км является 1200 °С – температура плавления лавы.

Термодинамические исследования показывают, что фазовый переход оливина в структуру шпинели происходит при температуре $1600 \pm 50^\circ\text{C}$, а по сейсмическим данным он происходит на глубине порядка 420 км.

Мантия по отношению к механическим колебаниям – сейсмическим волнам ведёт себя как твёрдое тело. Поэтому за верхний предел температур в мантии Земли принимают распределение температур вдоль кривой плавления. Земное ядро находится в расплавленном состоянии. Температура плавления железа при давлении порядка $13 \cdot 10^{10}$ Па (давление на границе ядро – мантия) не более 4300 °С. Скорее всего, ядро содержит также примеси лёгких элементов, что должно понизить температуру плавления железа. На этом основании считают, что температура на границе мантия – ядро (2885 км) лежит в интервале $(4-5) \cdot 10^3$ °С.

Температуры в жидком ядре не могут существенно превышать так называемые адиабатические температуры (адиабатические градиенты температур). Дело в том, что кривая адиабатических температур разграничивает области действия молекулярного (кондуктивного) и конвек-

тивного (за счёт течения жидкости) механизмов переноса тепла. Если температуры ниже адиабатических, то перенос тепла возможен лишь кондуктивным способом, если – выше, то возникает конвекция – гидродинамическое перемешивание жидкости. Механизм переноса тепла путём конвекции очень мощный. Поэтому, если бы температуры в ядре значительно превосходили адиабатические, то всё тепло сверх адиабатического было бы вынесено к поверхности ядра конвекцией, а температуры ядра приняли бы близкие к адиабатическим значения.

В то же время для поддержания магнитного поля Земли в ядре должна идти слабая конвекция. Адиабатические температуры можно рассчитать теоретически, если знать температуру у начала адиабатической кривой. Принимая за таковую $(4-5) \cdot 10^3$ °С, получаем температуру в центре ядра (глубина 6371 км) порядка $6 \cdot 10^3$ °С.

7. СОВРЕМЕННЫЕ МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

7.1. Параметрическая модель Земли

Современные модели Земли можно разделить на оптимальные и стандартные. Под *оптимальной моделью* понимают модель, наилучшим образом удовлетворяющую всем имеющимся данным о Земле. *Стандартная модель* кроме того ещё должна быть достаточно проста, чтобы с ней было легко манипулировать в повседневной геофизической практике. Современные модели строятся методом решения обратной задачи геофизики: задаётся какая-то исходная нулевая модель и ищутся такие малые отклонения от неё (возмущения распределения физических параметров), которые наилучшим образом согласовывают модель с наблюдаемыми геофизическими данными. При построении модели используется метод Монте-Карло либо метод наименьших квадратов.

Классические модели Земли сферически симметричны. Реально, из-за наличия океанов и континентов существуют отклонения наружных слоёв от сферической симметрии, что затрудняет построение современных моделей Земли. Интернациональная группа сейсмологов (США, Австралия, Англия) предложила простую стандартную модель Земли, близкую к лучшим оптимальным, – параметрическую модель РЕМ (parametrie earth model), состоящую из трёх моделей. Две модели отражают различие в строении среднеокеанического (РЕМ-О) и среднеконтинентального (РЕМ-С) регионов Земли, которые имеют место в земной коре и верхней мантии до глубины 420 км. Третья модель представляет собой среднюю модель этих двух региональных моделей Земли (РЕМ-А). Параметрическая модель Земли типа РЕМ приведена в табл. 7.1.

Таблица 7.1

Физические параметры модели Земли – РЕМ

Номер уровня	Радиус, км	Глубина, км	σ^* , г/см ³	v_p , км/с	v_s , км/с	k , 10 ⁸ Па	μ , 10 ⁸ Па	ρ , 10 ⁸ Па	g , м/с ²
1	0	6371	13,012	11,241	3,565	14 237	1 653	3632,4	0
2	1217,1	5453,9	12,704	11,091	3,439	13 625	1 502	3288,7	4,362
3	1217,1	5453,9	12,139	10,258	0,000	12 773	0	3288,7	4,362
4	3485,7	2885,3	9,909	8,002	0,0	6 345	0	1354,0	10,693
5	3485,7	2885,3	5,550	13,732	7,243	6 582	2 911	1354,0	10,693
6	5701,0	670,0	4,377	10,928	6,114	3 045	1 639	239,1	10,012
7	5701,0	670,0	4,077	10,038	5,417	2 480	1 220	239,1	10,012
8	5951,0	420,0	3,768	9,554	5,052	2 157	961	141,1	9,976
Океаническая Земля									
9	5951	420,0	3,553	8,949	4,789	1 758	815	141,1	9,976
10	6360,0	11,0	3,305	7,900	4,550	1 150	684	2,2	9,835
11	6360,0	11,0	2,850	6,400	3,700	647	390	2,2	9,835
12	6366,0	5,0	2,850	6,400	3,700	647	390	0,6	9,830
13	6366,0	5,0	1,500	2,000	1,000	40	15	0,6	9,830
14	6367,0	4,0	1,500	2,000	1,000	40	15	0,4	9,829
15	6367,0	4,00	1,030	1,500	0,000	23	0	0,4	9,829
16	6371,0	0	1,030	1,500	0,000	23	0	0	9,820

Окончание табл. 7.1

Номер уровня	Радиус, км	Глубина, км	σ^* , г/см ³	v_p , км/с	v_s , км/с	k , 10 ⁸ Па	μ , 10 ⁸ Па	p , 10 ⁸ Па	g , м/с ²
Континентальная Земля									
9	5951,0	420	3,553	9,135	4,816	1 865	823	140,7	9,976
10	6336,0	35,0	3,320	8,020	4,690	1 161	730	9,7	9,842
11	6336,0	35,0	2,920	6,500	3,750	686	410	9,7	9,842
12	6351,0	20,0	2,920	6,500	3,750	686	410	5,3	9,833
13	6351,0	20,0	2,720	5,800	3,450	483	323	5,3	9,833
14	6371,0	0	2,720	5,800	3,450	483	323	0	9,816
Средняя Земля									
9	5951,0	420,0	3,553	8,967	4,806	1 762	820	141,1	9,976
10	6352,0	19,0	3,310	7,934	4,654	1 127	716	4,8	9,837
11	6352,0	19,0	2,902	6,500	3,750	681	408	4,8	9,837
12	6357,0	14,0	2,902	6,500	3,750	681	408	3,3	9,834
13	6357,0	14,0	2,802	6,000	3,550	537	353	3,3	9,834
14	6368,0	3,0	2,802	6,000	3,550	537	353	0,3	9,826
15	6368,0	3,0	1,030	1,500	0,0	23	0	0,3	9,826
16	6371,0	0,0	1,030	1,500	0,0	23	0	0,0	9,819

* σ – Плотность, v – скорости продольных (p) и поперечных (s) сейсмических волн, k – модуль сжатия, μ – модуль сдвига, p – давление, g – ускорение силы тяжести.

Сделаем некоторые замечания по модели типа РЕМ:

1. В моделях заметно упрощены ситуации в окрестностях фазовых переходов на глубинах 420, 670, в верхнем астеносферном слое и на границе мантия - ядро.

2. Простота моделей – их преимущество. Они описывают *основные особенности* строения недр так же хорошо, как и более сложные модели.

3. Океанические и континентальные особенности Земли проявляются только до уровня фазового перехода оливина (420 км). Глубже Земля осесимметрична.

4. Распределение плотности в Земле глубже 670 км (фазового перехода пироксена) подчиняется уравнению Адамса-Вильямсона (в пределах 0.2%), следовательно *отклонения от химической однородности и адиабатичности в нижней мантии и ядре очень малы.*

7.2. Физическая модель

Модель Земли, в которой даны распределения не только сейсмологических, но и других физических параметров принято называть физической моделью. Для построения используют экспериментальные данные распределения физических параметров в некоторой начальной точке с известными значениями плотности (σ) и температуры (T), изменения T и σ с глубиной, а также экспериментальные зависимости физического параметра от температуры и плотности.

Для построения термодинамики мантии и ядра Земли и расчёта термодинамических коэффициентов необходимо определить две новые функции плотности земных недр: $\theta(\sigma)$ – дебаевскую температуру и $\gamma(\sigma)$ – параметр Грюнайзена.

Дебаевская температура разграничивает температурную область на высокотемпературную, где для теплоёмкости справедлив закон Дюлонга и Пти, и низкотемпературную $T < \theta$, где свойства среды подчиняются законам квантовой статистической физики и теплоёмкость не постоянна. Для дебаевской температуры справедливо:

$$\theta = \bar{V} \frac{h}{2\pi \cdot K} \left(\frac{6\pi^2 \cdot N}{V} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (7.1)$$

где h – постоянная Планка; K – постоянная Больцмана (газовая постоянная, отнесённая к одному атому); V – объём твёрдого тела; N – число атомов в рассматриваемом теле; \bar{V} – средняя скорость упругой волны. В свою очередь \bar{V} определяется скоростями продольных и поперечных сейсмических волн:

$$\frac{3}{V^3} = \frac{1}{V_p^3} + \frac{2}{V_s^3}. \quad (7.2)$$

Легко видеть, что зависимость дебаевской температуры от глубины можно определить по сейсмическим данным.

Параметр Грюнайзена определяется как логарифмическая производная дебаевской температуры по плотности:

$$\gamma = \frac{\sigma \cdot d\theta}{\theta \cdot d\sigma}. \quad (7.3)$$

Принимая средний атомный вес вещества мантии пиrolитового состава $A = 22$ и подставляя в формулу (6.1) среднюю скорость по сейсмическим данным, получаем на глубине 100 км значение дебаевской температуры $\theta = 660$ °К. Следовательно, *классический случай реализуется* для глубин, где $T > 1000$ °С, т.е. в *большой части земных недр*.

В этих условиях *удельная теплоёмкость* при постоянном объёме C_v определяется по закону Дюлонга и Пти:

$$C_v = \frac{3R}{A}, \quad (7.4)$$

где R – универсальная газовая постоянная.

Удельная теплоёмкость при постоянном давлении C_p равна:

$$C_p = C_v(1 + \gamma \cdot \alpha T), \quad (7.5)$$

где α – коэффициент теплового расширения, который может быть рассчитан по формулам:

$$\alpha = \gamma \frac{C_p \cdot \sigma}{k_s} = \gamma \frac{C_v \cdot \sigma}{k_T}; \quad \frac{k_s}{k_T} = \frac{C_p}{C_v}, \quad (7.6)$$

где k_s и k_T – адиабатический и изотермический модули сжатия соответственно.

Вычислив по формулам 7.4 – 7.6 термодинамические коэффициенты, можно рассчитать адиабатический градиент температуры в мантии и ядре Земли по формуле:

$$\left(\frac{dT}{dl} \right)_{ad} = \frac{g \cdot \alpha \cdot T}{C_p}, \quad (7.7)$$

где g – ускорение силы тяжести, l – глубина. Результаты расчётов приведены в табл. 7.2 и 7.3.

Таблица 7.2

Значения термодинамических величин *мантии* при распределении температур вдоль адиабатического градиента

Глубина, км	T, К	$\alpha \cdot 10^6$ град ⁻¹	C_p/C_v	$(T/T_{100})_{ад}$
100	1500	68,1	1,19	1
200	1575	62,5	1,19	1,051
600	1800	25,5	1,06	1,205
1000	1950	16,9	1,04	1,295
1800	2160	11,0	1,02	1,44
2900	2400	9,5	1,02	1,61

Таблица 7.3

Значения термодинамических величин *земного ядра* при распределении температур вдоль кривой плавления

Глубина, км	T, К	$\alpha \cdot 10^5$ град ⁻¹	C_p/C_v	$(T/T_{2000})_{ад}$
2900	4300	1,08	1,07	1
3000	4900	0,79	1,055	1,14
4400	5650	0,67	1,05	1,26
5000	6050	0,616	1,05	1,31
6371	6300	0,577	1,05	1,37

Коэффициент теплопроводности (λ) мантии Земли складывается преимущественно из двух частей: решёточной части, обусловленной переносом тепла за счёт диффузии тепловых колебаний кристаллической решётки, и лучистой части, обусловленной переносом тепла инфракрасными электромагнитными волнами. Теоретически можно определить зависимость λ от температуры и плотности, используя уже известные нам параметры θ и γ . Качественно изменение λ в мантии Земли можно описать следующим образом.

Коэффициент теплопроводности, равный порядка 4 Вт/(м·к) вблизи поверхности, вначале убывает примерно по закону T^{-1} . На глубинах 100 – 200 км темп нарастания температуры замедляется, а сами температуры становятся весьма высокими. В теплопроводности становится заметным вклад лучистой составляющей. Таким образом, на глубинах порядка 100 – 200 км расположен слой с минимальной теплопроводностью, препятствующий выносу тепла земных недр наружу. Значение λ в нижней мантии по крайней мере на порядок больше, чем в верхней.

Вопрос о теплопроводности земного ядра решается на основе зависимости коэффициентов теплопроводности и электропроводности ме-

таллов. При удельной электропроводности ядра равной 10^6 Сим/м ($\text{Ом}^{-1}\cdot\text{м}^{-1}$) коэффициент теплопроводности составит 100 Вт/(м·к).

Электропроводность мантии возрастает с глубиной на несколько порядков. На уровне 100 км в зависимости от вещественного состава её значения могут лежать в пределах $10^{-5} - 10^{-2}$ Сим/м, а на глубине 1000 км электропроводность равна приблизительно 1 – 10 Сим/м. Значения электропроводности недр Земли определяются из наблюдений за её электромагнитным полем.

Важную характеристику вещества Земли *вязкость* рассмотрим в конце темы.

7.3. Собственные колебания Земли

Если произошло землетрясение, извержение вулкана, ядерный взрыв, то в Земле, как мы знаем, распространяются вынужденные упругие колебания – сейсмические волны таких частот, которые заданы источником возбуждения. О том, что Земля может иметь собственный спектр упругих колебаний, предполагали давно (Пуассон, 1828). Но только в 1960 году наличие собственных колебаний Земли подтвердилось на основе анализа сейсмических (длиннопериодных) и гравиметрических наблюдений от Чилийского (1952 г.) и Камчатского (1960 г.) землетрясений.

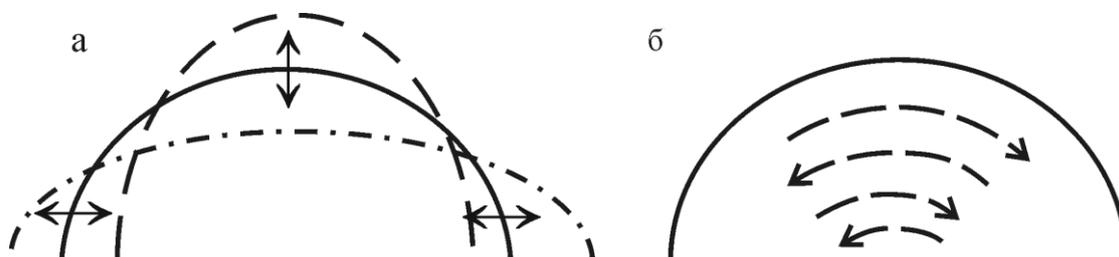


Рис.7.1. Сфероидальные (а) и крутильные (б) собственные колебания Земли

Собственные колебания Земли – это её свободные механические колебания, возбуждённые землетрясениями, извержениями вулканов, падением метеоритов и другими подобными причинами.

Существует два вида колебаний (рис. 7.1). *Сфероидальные* колебания представляют собой знакопеременные деформации объёма и формы Земли.

Она приобретает дополнительную сфероидальность, вытянутую то в одном, то в другом, нормальном к первому направлению. Это «стоячий» аналог продольных волн. Поскольку периоды колебаний составляют минуты, то эти колебания (в отличие от сейсмических) могут

быть зафиксированы и гравиметрами. Собственные колебания Земли являются связанными колебаниями её упругого и гравитационного полей.

Крутильные колебания – это знакопеременные деформации сдвига (рис. 7.1). Они аналогичны поперечным сейсмическим волнам и фиксируются только сейсмографами.

Земля имеет *индивидуальный линейчатый спектр* частот собственных колебаний, соответствующий её внутреннему строению, подобно как разные колоколы от удара звонят по-разному. Иными словами, при каждом землетрясении, падении метеорита, извержении вулкана и т.п. Земля излучает в космос упруго-гравитационные волны, несущие информацию о её внутреннем строении.

7.4. Полный спектр и затухание механических колебаний Земли

Итак, в Земле распространяются три вида механических колебаний:

Колебания	Периоды	Тип волн
Сейсмические	0,1 – 10 с	бегущие
Собственные	3 – 57 мин	стоячие
Приливные	12 ч, 24 ч	бегущие

Распространяясь в земных недрах, они с течением времени затухают в соответствии с экспоненциальным законом:

$$a = a_0 \cdot e^{-\alpha t}, \quad (7.8)$$

где a – максимальная амплитуда волны в момент времени t ; a_0 – то же, в начальный момент времени ($t = 0$); α – коэффициент затухания.

Из наблюдений за амплитудами механических колебаний определяют коэффициент их затухания, используя формулу 7.8. В свою очередь для α справедливо выражение:

$$\alpha = \frac{1}{2T} \cdot \frac{\Delta E}{E}, \quad (7.9)$$

где T – период колебаний; $\Delta E/E$ – доля механической энергии, переходящая в тепловую за один колебательный цикл.

Из выражения (7.9) заключаем, что, во-первых, затухание механических колебаний происходит за счёт неупругости земных недр, и, во-вторых, длиннопериодные колебания затухают медленнее, чем короткопериодные и, следовательно, глубже проникают в недра и несут информацию о более глубоких горизонтах Земли. При прочих равных условиях крутильные колебания и поперечные сейсмические волны име-

ют большие коэффициенты затухания в сравнении с сфероидальными и продольными сейсмическими колебаниями, т.е. наибольшую неупругость вещество проявляет по отношению к деформации сдвига.

В геологии принято использовать другой параметр – Q – добротность среды к механическим колебаниям, который находится в обратном соотношении с коэффициентом затухания и характеризует степень упругости среды:

$$Q = 2\pi \frac{E}{\Delta E}. \quad (7.10)$$

7.5. Реологическая модель Земли

Реология – это наука о механическом поведении неидеально упругих сред.

В соответствии с соотношением (7.9) для длиннопериодных колебаний Земля оказывается менее упругой, чем для короткопериодных. Поэтому неупругие свойства Земли можно изучить только во всём диапазоне спектра её механических колебаний. В соответствии с этим предъявляются дополнительные требования к модели внутреннего строения Земли. Модель должна соответствовать:

- измеренным частотам собственных колебаний Земли;
- измеренным числам Лява, отражающим реакцию Земли на лунно-солнечное притяжение.

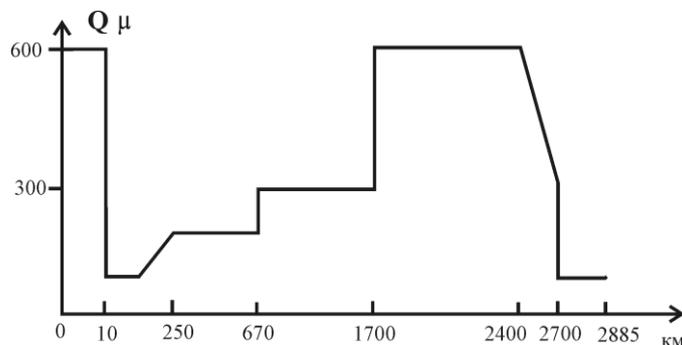


Рис.7.2. Реологическая модель Земли.

Q_μ – график добротности вещества Земли по отношению к сдвиговым деформациям.

Астеносферные слои на интервалах глубин 10 - 250 и 2700 - 2885 км.

Реологическая модель, дополняющая классическую модель строения Земли в верхней её части (земная кора и мантия), приведена на рис.7.2. Отметим главные её особенности.

Наиболее жесткими частями Земли являются литосфера и нижняя часть нижней мантии.

Существуют два пограничных слоя пониженной вязкости мантии – астеносферные слои, что, по-видимому, является главной особенностью нашей планеты. Появление астеносферных слоёв можно объяснить опережающим ростом температуры в сравнении с ростом давления.

Судя по физической характеристике (низкие Q_μ и v_s/v_p), в астеносферных слоях мантия близка к расплавлению либо находится в частично расплавленном состоянии.

В верхней астеносфере предположительно в расплавленном состоянии находится базальт, имеющий более низкую температуру плавления в сравнении с перидотитом, который здесь твёрдый. Это обстоятельство обеспечивает рождение в астеносфере базальтовых магм. В нижней астеносфере расплавленным является железо, а твёрдой – силикатная матрица. Жидкое состояние Fe в пограничном слое мантии с ядром важно для объяснения механизма роста ядра за счёт мантии.

Приближённые оценки вязкости земных недр дадим на основе следующих положений.

1. Существуют аналитические зависимости коэффициента вязкости от других физических параметров, значения которых могут быть оценены по геофизическим данным. Такими параметрами являются модуль сдвига (μ), плотность (σ), касательное напряжение (τ) и температура (T). Для дислокационной вязкости справедливо выражение:

$$\eta = \frac{1}{2} \cdot \frac{\tau}{n} \cdot \left(\frac{\mu}{\tau} \right)^3 \cdot e^{\frac{m(\sigma)}{T}}, \quad (7.11)$$

где n и $m(\sigma)$ – экспериментально определяемые величины. Значения μ и σ можно взять из параметрической модели РЕМ (табл. 7.1). Распределение температуры, которая сильно (по экспоненциальной зависимости) влияет на вязкость, оценивается в недрах очень приблизительно (п. 6.2.), а о касательных напряжениях в недрах Земли вообще ничего не известно. Разумно взять значение τ порядка 10^{-5} от давления, поскольку именно эту долю составляют планетарные гравитационные аномалии от уровня главного поля Земли (поля в её равновесном состоянии).

2. При адиабатическом распределении температур в недрах вязкость на границе второго фазового перехода в мантии (670 км) должна принимать значение $2 \cdot 10^{27}$ Па·с и далее расти к ядру. Это должно означать, что вещество мантии не обладает свойством текучести. Такое заключение противоречит данным геологии и геофизики, относящимся к эволюции планеты. Следовательно, *температуры в мантии глубже уровня 670 км должны быть выше адиабатических*. С учётом этих по-

ложений В.Н. Жарков (1983) получил следующее распределение *вязкости в мантии*:

интервал глубин, км	η , Па·с
100 – 420	$3 \cdot 10^{17} - 1 \cdot 10^{19}$
420 – 670.1.1	$(1 - 3) \cdot 10^{20}$
>670	порядка $3 \cdot 10^{23}$

Судя по поглощению продольных сейсмических волн, вязкость внешнего (жидкого) ядра должна быть намного меньше 10^9 Па·с и из физических данных вряд ли превышает 10^3 Па·с.

Исследования конвекции в мантии показали, что конвективные течения вытесняются в зону с $\eta < 10^{23}$ Па·с. С учётом также времени запаздывания соответствия формы Земли скорости её вращения (п.3.6) *вязкость литосферы* можно принять $10^{23} - 10^{24}$ Па·с.

8. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

8.1. Магнетизм горных пород

Под действием магнитного поля горные породы намагничиваются. Количественная оценка этого явления *намагниченность* (J) представляет собой магнитный момент единицы объёма вещества. Существует два вида намагниченности.

Индуктивная намагниченность (J_i) присутствует у всех горных пород и индуцируется магнитным полем Земли:

$$J_i = \chi \cdot T, \quad (8.1)$$

где T – напряжённость магнитного поля Земли; χ – магнитная восприимчивость горной породы – петрофизический параметр, характеризующий способность породы намагничиваться.

Размерность J и T одинаковая – ампер на метр (А/м). Магнитная восприимчивость безразмерная величина. В системе СИ магнитная восприимчивость горных пород, не содержащих ферромагнитные минералы, в первую очередь магнетит, титаномагнетит, маггемит, пирротин и гематит, составляет $10^{-5} - 10^{-4}$ и увеличивается с увеличением в ней названных минералов. Горные породы намагничиваются в среднем по направлению магнитного поля Земли и увеличивают его, создавая аномалии.

Естественная остаточная намагниченность (J_n) присутствует только у пород, содержащих минералы-ферромагнетики. Она возникает при образовании или изменении горной породы и сохраняет в себе информацию о направлении вектора и величине напряжённости древнего

магнитного поля (эпохи образования или преобразования породы). Естественная остаточная намагниченность пород является «летописью» магнитного поля Земли, а также магнитной историей самой породы.

Температура Кюри (θ) – температура, выше которой ферромагнитные свойства у минерала исчезают, поскольку из-за разориентирующего влияния тепловой энергии невозможно упорядоченное расположение его элементарных магнитных моментов.

Магнетит – наиболее распространённый и магнитный ферромагнетик. Следовательно, ферромагнитной Земля является лишь до некоторой глубины литосферы, где температура не превышает 578 °С.

Таблица 8.1

Магнитные свойства наиболее распространённых ферромагнитных минералов

Минерал	Состав	χ	θ °С
Магнетит	Fe ₃ O ₄	8-25	578
Гематит	Fe ₂ O ₃	10 ⁻³ – 10 ⁻⁴	675
Пирротин (моноклинный)	FeS	0.1 – 1	300-325

8.2. Структура магнитного поля Земли

Источником магнитного поля Земли является сама Земля. В первом приближении его структура может быть представлена в следующем виде:

$$T = (T_0 + \delta T_0) + \delta T, \quad (8.2)$$

где $(T_0 + \delta T_0)$ – главное магнитное поле Земли (T_0 – дипольная составляющая магнитного поля Земли; δT_0 – планетарные аномалии); δT – региональные и локальные магнитные аномалии, обусловленные разнонамагниченными породами литосферы (выше температуры Кюри). δT составляют порядка 10⁻⁵ – 10⁻² от напряжённости главного магнитного поля Земли. Источником главного магнитного поля являются процессы в ядре Земли.

Дипольная часть главного геомагнитного поля представляет собой поле диполя (короткого намагниченного бруска), помещённого в центр Земли. Силовые линии магнитного поля (линии, в каждой точке к которым вектор T касательный) выходят из южного положительного диполя и входят в северный отрицательный. В экваториальной области векторы напряжённости параллельны дневной поверхности, а в полярных – наклонены под большим углом к горизонту. В направлении вектора T ориентируются магнитные стрелки компаса.

На дневной поверхности напряжённость дипольной составляющей магнитного поля подчиняется выражению:

$$T = \frac{M}{R^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \varphi}, \quad (8.3)$$

где $M=1,15 \cdot 10^{22}$ А·м² – магнитный момент Земли; R – расстояние до центра Земли; φ – широта.

Видно, что на полюсе ($T=49$ А/м) напряжённость магнитного поля будет выше, чем на экваторе ($T=24,5$ А/м), что объясняется в первую очередь влиянием широты и, кроме того, меньшим расстоянием R на полюсах.

В настоящее время, как и в прошлом, ось магнитного диполя близка к оси вращения Земли, но не совпадает с ней, и угол между ними составляет $11,5^\circ$. Магнитный полюс совершает вокруг географического нерегулярные колебания («качания»), период которых варьирует в пределах от сотен до 10 000 лет.

Планетарные аномалии по порядку значений соизмеримы с дипольной частью магнитного поля Земли и имеют размеры в поперечнике тысячи километров. Центры интенсивных положительных аномалий в северных широтах находятся в районах Восточной Сибири и Канады.

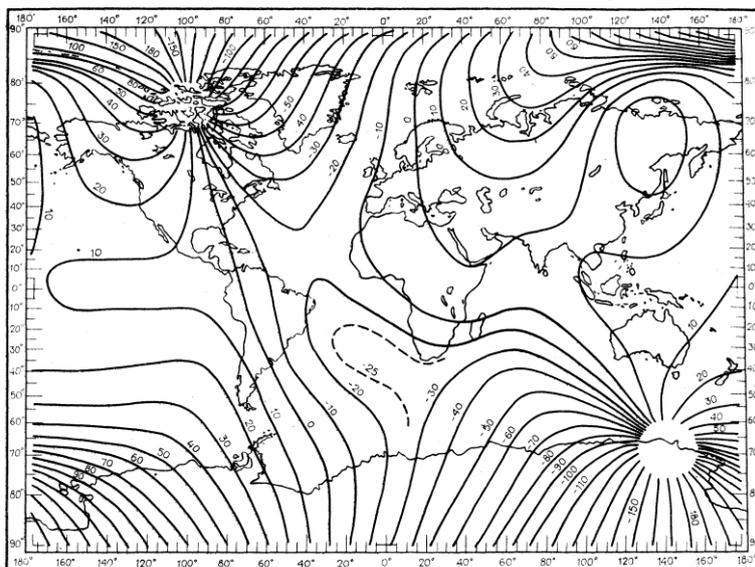


Рис. 8.1. Карта изолиний склонения геомагнитного поля для эпохи 1965 г. (Джекобс, 1979)

Положение вектора T в пространстве определяется элементами геомагнитного поля. Проекция вектора на горизонтальную поверхность и нормаль к этой поверхности называются соответственно горизонтальной (H) и вертикальной (Z) составляющими вектора T .

Угол между направлением на географический север и вектором H , указывающим на магнитный север, называется магнитным склонением.

Положительным считается склонение вектора H на восток, а отрицательным – на запад. Угол между горизонтом (вектором H) и вектором T – это наклонение J . Он считается положительным, если вектор T наклонен вниз, как это имеет место в северных широтах, и отрицательным, если – вверх (относительно поверхности Земли).

Для выделения региональных и локальных магнитных аномалий по наблюдаемым значениям геомагнитного поля пользуются картами нормального (главного) магнитного поля Земли.

На рис. 8.1. приведена карта линий равного склонения вектора магнитного поля Земли. Из карты видно, что северный магнитный полюс Земли находится в районе Канадского Арктического архипелага, а южный – на границе с Антарктикой (на близких долготах с Австралией).

8.3. Магнитосфера и радиационные пояса

Магнитосферой называется околоземное пространство со значением напряжённости магнитного поля, превышающим $0,1 \text{ А/м}$. Магнитосфера Земли постоянно деформируется под действием солнечной радиации – солнечного ветра, который представляет собой поток заряженных частиц (электронов и протонов) и квантов электромагнитного излучения (световые и более высокие частоты), а также сопровождающий этот поток сильного магнитного поля. В результате с дневной стороны магнитосфера сплющивается (65-90 тыс. км), а с ночной – вытягивается (до 5.6 млн. км, рис. 8.2.).

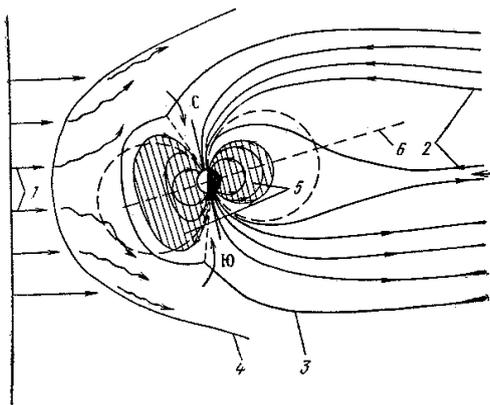


Рис. 8.2. Магнитосфера Земли:

1 – направление солнечного ветра; 2 – силовые линии геомагнитного поля; 3 – магнитопауза; 4 – фронт ударной волны; 5 – зона радиационного захвата (радиационные пояса); 6 – плоскость экватора

Магнитосфера защищает Землю от солнечного ветра. Солнечное излучение в основном огибает магнитосферу, частично ею захватывается

ся, образуя радиационные пояса, частично проникает на Землю преимущественно в виде света. *Радиационные пояса* представляют собой пояса захваченных геомагнитным полем протонов и электронов, которые в соответствии с законами электромагнитной индукции «закручиваются» вокруг силовых магнитных линий. Проникновение солнечного высокоэнергетического излучения в атмосферу вызывает ионизацию её вещества, с чем связано возникновение *электромагнитного поля Земли*. В полярных областях, где в силу особенностей направлений силовых линий геомагнитного поля (рис.8.2) радиации проникает больше, явления взаимодействия её с атмосферой проявляются как *полярные сияния*.

8.4. Временные изменения магнитного поля

Об изменении магнитного поля Земли во времени судят по современным наблюдениям геомагнитного поля, а также по данным об естественной остаточной намагниченности разновозрастных горных пород. Имеют место шесть разнопериодных изменений магнитного поля:

а) с периодом в среднем $10^5 - 10^6$ лет происходит изменение знака (полярности) магнитного поля Земли, называемое инверсией. Повышенная плотность инверсий (до 10 и больше за 1 млн лет) совпадает с основными циклами тектоногенеза. В неогеновое время наблюдается учащение инверсий, они следуют с периодом около 250 тысяч лет. Последняя инверсия произошла 70 тыс. лет назад. Поскольку при инверсии в течение какого-то времени магнитное поле у Земли отсутствует или мало, то солнечное излучение в большом количестве поступает на Землю, вызывая катастрофы в биосфере;

б) с периодом $5 \cdot 10^3$ лет изменяется напряженность геомагнитного поля. С четвёртого тысячелетия до нашей эры и до настоящего времени оно уменьшилось в 1,5 раза и через 2 тысячелетия может исчезнуть. Считают, что Земля находится в преддверии очередной инверсии;

в) с периодом $2 \cdot 10^3$ лет происходит западный дрейф планетарных магнитных аномалий, т.е. направленное движение их по долготам против вращения Земли со скоростью 18 км в год.

Вышеперечисленные изменения вероятнее всего вызваны процессами в ядре Земли;

г) с периодом 60 лет происходят так называемые вековые вариации геомагнитного поля, которые коррелируются с изменением скорости вращения Земли, вызванным, по-видимому, гравитационным влиянием планет Сатурна и Юпитера;

д) через 11 лет появляются магнитные бури, нерегулярные изменения магнитного поля, обусловленные повышением солнечной активности (увеличением числа пятен на его поверхности – очагов выбросов

плазмы). Последние масштабные возмущения магнитного поля Земли приходились на 1980, 1991 и 2002 годы;

е) суточные вариации напряжённости геомагнитного поля связаны как с вращением Земли и деформацией магнитосферы (рис.8.2), так и с ионосферными приливами.

8.5. О природе магнитного поля Земли

В полной мере природа геомагнитного поля до конца не выяснена. По существу вопроса доказаны следующие положения, сужающие степень неоднозначности модели происхождения магнитного поля Земли:

а) магнитное поле связано с процессами в земном ядре и с вращением Земли. На это указывают дипольная форма геомагнитного поля, расчёт глубин источников планетарных аномалий, слабые магнитные поля у планет с незначительным гравитационным расслоением (например, Луна) или малой скоростью вращения (Венера), западный дрейф (против вращения Земли) планетарных аномалий, согласованная периодичность скорости вращения Земли и вековых (60 лет) вариаций магнитного поля;

б) генерация геомагнитного поля происходит в жидкой части ядра, поскольку ферромагнетизм твёрдого вещества Земли не возможен при температурах, превышающих $675\text{ }^{\circ}\text{C}$ (точки Кюри гематита), а вещество жидкого (внешнего) ядра находится в плазменном состоянии и обладает высокой электропроводностью;

в) жидкая электропроводящая сфера может генерировать магнитное поле (представлять собой гидромагнитное динамо) лишь в случае разной скорости вращения отдельных объёмов её вещества. Иными словами, отдельные расплавленные массы должны вращаться не только относительно твёрдой мантии (запаздывать – западный дрейф), но и друг относительно друга.

Этим положениям, а также закономерностям временных и пространственных изменений магнитного поля Земли, удовлетворяет следующая модель:

геомагнитное поле индуцируется электрическими токами в жидком ядре, обусловленными дифференцированным (с разными скоростями) движением расплавленных металлических масс относительно мантии.

Механизм работы гидромагнитного динамо допускает генерацию начального магнитного поля (самовозбуждение) при условии не осесимметричного вращения металлических масс, а также изменение полярности (инверсии). На уровне гипотез остаются природа неоднород-

ного вращения расплавленного металла в ядре и источник энергии для поддержания незатухающей генерации геомагнитного поля. Необходим природный генератор энергии с мощностью порядка $27 \cdot 10^{11}$ Дж/с.

В системе тел, на которую не действуют моменты внешних сил, соблюдается закон сохранения количества движения. Для тел достаточно малого размера он описывается простой формулой:

$$m \cdot r \cdot \omega^2 = A, \quad (8.4)$$

где m – масса тела, r – его расстояние до оси вращения, ω – угловая скорость движения тела, A – постоянная величина.

Как видно из этой формулы, уменьшение расстояния тела до оси вращения всегда приводит к росту его угловой скорости и наоборот. Следовательно, чтобы отдельные слои жидкого ядра двигались с разной скоростью, необходимо постоянное перемещение нижних слоёв вверх (к поверхности ядра), где они, находясь дальше от оси вращения, понижают скорость своего движения (западный дрейф планетарных аномалий), а верхних слоёв вниз с повышением скорости движения. Возникает неоднородное (с разной скоростью) вращение металла и как следствие – возбуждаются индукционные токи, порождающие магнитное поле в ядре.

Исследованиями сотрудников Новосибирского института океанологии (Сорохтин, 1979) установлено, что энергией, соизмеримой по величине с необходимой для поддержания незатухающего геомагнитного поля, является энергия гравитационной (химико-плотностной) дифференциации, которая вызывает рост жидкого ядра (Fe + Si, O) за счёт мантии и образование твёрдого внутреннего ядра (Fe) за счёт жидкого. Оценочная величина высвобождаемой в настоящее время при гравитационной дифференциации энергии составляет $8 \cdot 10^{13}$ Дж/с.

Следовательно, в ядре предполагаются два рода нисходящих-восходящих течений, вызванных химико-плотностной неоднородностью жидкого ядра и градиентом в нём температур: *гравитационная дифференциация* как относительное движение частиц разной плотности в гравитационном поле Земли и *тепловая конвекция* – относительное движение частиц жидкости как результат неустойчивости её перегретых и переохлаждённых частей, находящихся в поле силы тяжести. Движущей силой конвекции является сила плавучести (архимедова сила):

$$F_A = g \cdot \Delta \sigma \cdot V, \quad (8.5)$$

где g – ускорение силы тяжести; $\Delta \sigma$ – разность плотностей всплывающего (перегретого) или погружающегося (переохлаждённого) объёма V и окружающей среды.

Модельные расчёты направлений течений в поверхностном слое ядра, выполненные на основе анализа вековых вариаций геомагнитного поля (Kahle, 1969), показывают минимум на две области схождения-расхождения векторов скоростей: нисходящие течения под центральной частью Тихого океана и восходящие течения под Африкой. Поскольку в структуре главного магнитного поля кроме дипольной составляющей имеются такие планетарные магнитные аномалии и наблюдается их западный дрейф, в ядре предполагают несколько конвективных ячеек. Модель такой ячейки представлена на рис.8.3. Движения, связанные с химико-плотностной дифференциацией, обеспечивающей энергию работу гидромагнитного динамо, направлены или к мантии (лёгкие Si, O), или к внутреннему ядру (тяжёлые Fe). Часть энергии гравитационной дифференциации (порядка $3,4 \cdot 10^{12}$ Дж/с) расходуется на кристаллизацию железа и рост внутреннего твёрдого ядра за счёт жидкого.

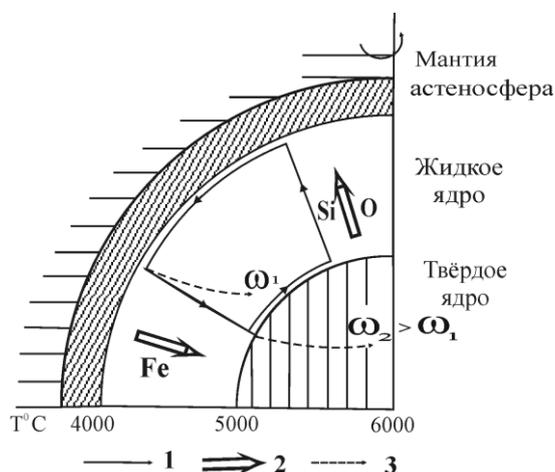


Рис. 8.3. Модель конвективной ячейки в ядре:
 1 – направление конвективных течений;
 2 – химико-плотностная дифференциация;
 3 – вращательные движения частичек жидкости

Радиальная составляющая конвективных течений обусловлена всплытием перегретых частей жидкости (к мантии) и погружением охлаждённых (к внутреннему ядру). Перемещение жидкости по поверхностям внешнего ядра связано с выравниванием температур, нарушенных радиальными движениями. Направление силовых линий генерируемого магнитного поля нормально к плоскостям, в которых лежат векторы вращательного (с разной скоростью) движения частиц. Нарушение осесимметричности токовых линий, необходимое для возрастания магнит-

ного поля при его самовозбуждении, обеспечивается, по-видимому, наличием вихревой составляющей течений проводящей жидкости.

Почему дипольное поле Земли меняет свою полярность? Частично ответ на этот вопрос можно найти в уравнениях магнитной гидродинамики, описывающих механизм генерации магнитного поля в жидком ядре. Они симметричны относительно оси вращения Земли в том смысле, что для каждого решения этих уравнений, дающего поле с нормальной полярностью, существует другое решение, описывающее поле с обратной полярностью. Крайняя нерегулярность появления инверсий геомагнитного поля, скорее всего говорит о том, что в основе её лежит случайный процесс – возникновение случайных систем течений в расплавленном металлическом ядре. Отметим, что «случайность» здесь не тождественна «беспричинности».

Анализ данных об инверсиях геомагнитного поля с применением рядов Фурье позволил на фоне непрерывного спектра частот выделить максимумы, совпадающие с периодом вращения Млечного пути и периодом колебания Солнца перпендикулярно плоскости Галактики (Храмов и др., 1982).

8.6. Палеомагнетизм

Палеомагнетизм—«ископаемый» магнетизм, древнее магнитное поле, запись которого сохранилась в естественной остаточной намагниченности. Изучением палеомагнетизма занимается палеомагнитология. Здесь будут изложены основные её результаты, связанные с изучением направления естественной остаточной намагниченности.

8.6.1. Кажущаяся миграция палеомагнитных полюсов

В сущности, остаточная намагниченность породы – это записанное в ней направление на магнитный север. Для определения координат полюса древнего магнитного поля необходимо: отобрать ориентированный в пространстве образец горной породы; измерить естественную остаточную намагниченность; с помощью различных магнитных чисток выделить первичную (эпохи образования породы) остаточную намагниченность и определить её склонение и наклонение; учесть ориентировку образца, при необходимости – изменение условий его залегания, а также координаты точки отбора. Естественно, что для определения координат палеомагнитного полюса (φ – широта, λ – долгота) необходимо провести статистическую обработку данных по нескольким разновозрастным образованиям с определением средних значений координат и доверительного интервала (α_{95}).

Таблица 8.2

Средние палеомагнитные полюсы

t, млн. лет назад	φ°	λ°	α_{95}°	φ°	λ°	α_{95}°
	<i>Северная Америка</i>			<i>Евразия</i>		
20	88	121	3	86	196	3
40	84	168	4	78	159	6
60	81	188	5	75	153	6
80	68	191	7	74	145	24
100	67	184	10	74	165	14
120	68	189	19	77	170	7
140	66	163	16	71	145	14
160	70	123	19	66	123	8
180	71	94	8	62	132	31
200	63	92	4	49	149	30
220	56	100	5	49	148	4
240	55	108	6	48	153	4
260	48	118	4	42	167	3
280	43	126	4	41	167	3
300	39	129	3	37	169	5

Реконструкция палеомагнитных полюсов (рис.8.4, табл. 8.2) позволяет сделать два важных заключения.

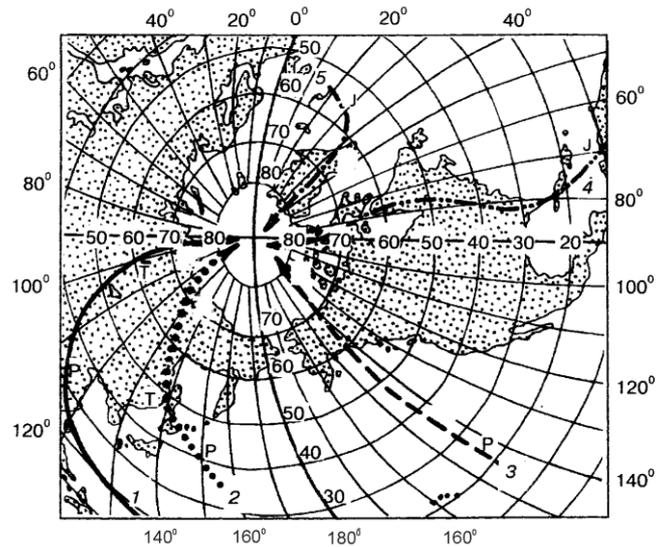


Рис. 8.4. Траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов (Гутенберг, 1963):

1 – Северная Америка, 2 – Европа, 3 – Африка, 4 – Индия, 5 – Австралия

Во-первых, положение геомагнитного полюса в различные геологические эпохи не было постоянным и изменилось поступательно в направлении современного магнитного полюса по мере уменьшения геологического возраста.

Эта закономерность магнитного поля Земли позволяет по палеомагнитным данным решать геохронологические задачи, т.е. определять по направлению первичной остаточной намагниченности горных пород возраст их образования.

Во-вторых, пути миграции геомагнитного полюса, полученные по палеомагнитным данным разных континентов, не совпадают и различаются тем существеннее, чем дальше вглубь времени. Это делает несостоятельной ранее выдвигавшуюся точку зрения, связывающую миграцию полюса с изменением в течение геологического времени оси вращения Земли. Единственным разумным объяснением наблюдаемой закономерности – мигрирует не магнитный полюс, а *континенты (литосферные плиты) перемещаются друг относительно друга и относительно географического полюса*. Изменение палеомагнитных направлений есть следствие глобальных тектонических процессов, а траектории палеомагнитных полюсов (рис. 8.4) не являются действительными следами движения географических полюсов по земной поверхности и поэтому их называют траекториями кажущейся миграции полюса. Основываясь на предположении, что ось вращения Земли существенно не изменяла своего положения, можно по траекториям миграции полюсов реконструировать движения литосферных плит в разные геологические эпохи.

8.6.2. Геохронологическая шкала магнитных инверсий

Геохронологическая шкала разработана на основе определений возрастов пород (радиоактивными методами) и палеомагнитных полярностей (рис. 8.5).

Принципиальная возможность построения такой шкалы заключается в следующем. Во-первых, магнитные инверсии происходят синхронно по всей Земле (в слое выше точки Кюри), так как вызваны процессами в земном ядре и, следовательно, не зависят от поверхностных процессов, например, движений литосферных плит. Во-вторых, распределение магнитных инверсий во времени носит случайный (неповторимый) характер, поэтому последовательность интервалов разной полярности оказывается индивидуальной для различных геологических времён, т.е. узнаваемой (рис.8.5). Именно благодаря глобальной синхронности и случайному характеру распределения во времени палеомагнитные инверсии оказываются столь полезными для определения абсолютного возраста пород.

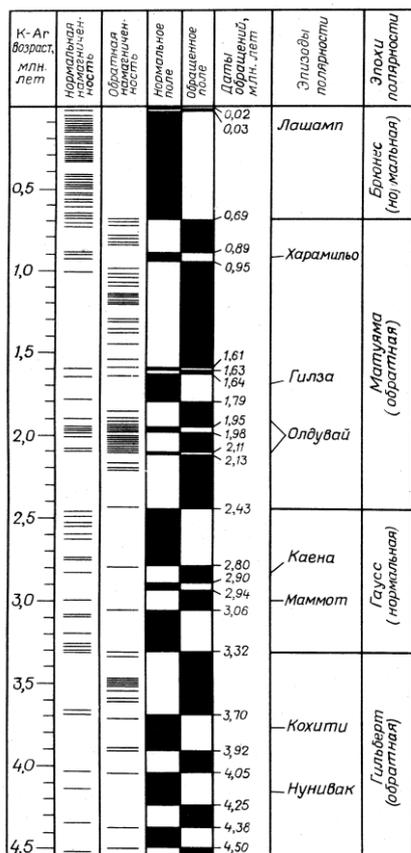


Рис. 8.5. Хронологическая шкала инверсий (обращений) геомагнитного поля (Сох, 1969)

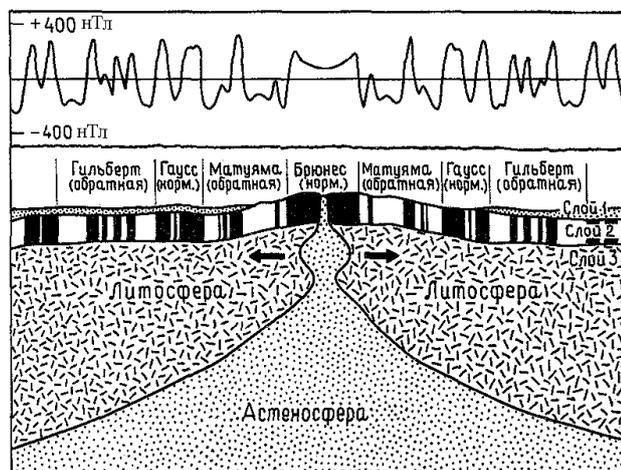


Рис. 8.6. Образование магнитных аномалий в зоне срединно-океанического хребта

Из-за непостоянства длительности интервалов полярности возникла необходимость в иерархической классификации как самих интервалов, так и их групп различной протяженности по времени. Хроны (эпизоды) – главные временные подразделения геомагнитной шкалы – могут иметь как постоянную, так и смешанную полярность. Субхроны (эпохи) являются интервалами неизменной полярности.

Строгая последовательность инверсий отражается в так называемых *полосовых магнитных аномалиях* океанического дна, представляющих собой параллельные полосы, в которых магнитное поле либо выше, либо ниже среднего регионального уровня. Ширина полос варьирует от 1 до 100 км. Они тянутся на много сотен километров, симметрично расположены относительно вершин срединно-океанических хребтов, смещаются вдоль трансформных разломов и обнаружены во всех океанических бассейнах (рис.8.6). Обратим внимание также на симметричное увеличение возраста базальтов океанической земной ко-

ры (слой 2, рис. 8.6) по мере удаления от вершины хребта и современные возраст и полярность магнитного поля базальтов на самом хребте.

В основе объяснения отмеченных закономерностей лежат два положения. Во-первых, океанические плиты наращиваются в зоне срединно-океанических хребтов за счёт излияний базальтовой магмы из астеносферы и раздвигаются в обе стороны от оси спрединга. Во-вторых, базальты приобретают ту полярность остаточной намагниченности, какая полярность геомагнитного поля была в момент их застывания (перехода через точку Кюри). Следующий этап спрединга и магмоизлияния разбивает ранее сформированную палеомагнитную зону на две части и раздвигает в обе стороны от оси хребта. Ширина зоны одной полярности W , длительность интервала T и половина скорости раздвигания морского дна во время образования океанической коры (V) связаны соотношением:

$$V = \frac{W}{T}. \quad (8.6)$$

Полосовые магнитные аномалии океанического дна были зафиксированы ещё до появления тектоники литосферных плит, и их объяснение явилось одним из её триумфов.

9. НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Тектоника – эта наука о силах, действующих внутри Земли и порождающих континенты, океанические бассейны, горные хребты и другие крупные структуры земной поверхности. *Новая глобальная тектоника* или *тектоника литосферных плит* является современным научным мировоззрением тектоники, сформировавшимся в середине 60-х годов XX столетия.

Задолго до этого были уже высказаны гениальные догадки, тесно связанные с тектоникой плит, например, гипотезы дрейфа континентов А. Вегенера (1912), спрединга морского дна А. Холмса (1929), предположение о конвективных течениях в мантии под океанами Д. Григгса (1939) и др. Эти предположения носили описательный характер и поэтому не имели доказательной силы. Основным отличием новой глобальной тектоники от всех предшествующих гипотез является то, что она обобщает не только и даже не столько геологическую, сколько *геофизическую информацию*. Благодаря этому, основные выводы тектоники плит поддаются расчётам, для них могут быть построены математические модели. Успехи геофизики превратили гипотезы в теорию, спо-

собную оперировать количественными данными, предсказывать факты, которые можно проверить физическими наблюдениями.

9.1. Количественная определённость

В тектонике литосферных плит связь с наблюдениями обеспечивают два количественных элемента: геометрическая (пространственная) точность и надёжное определение времени. Геометрическая точность базируется на нескольких ключевых идеях.

Во-первых, для эволюции Земли важно не то, что её внешняя часть различается по составу (земная кора, мантия), а то, что Земля здесь имеет различные реологические свойства и по ним разделена на *литосферу* и *астеносферу*.

Литосфера, включающая земную кору и верхнюю мантию, настолько жёсткая и прочная, что внутри неё происходят лишь весьма небольшие деформации. Жёсткую литосферу подстилает пластичная астеносфера, вязкость которой небольшая. Существенные различия по реологическим свойствам (свойству текучести) и обеспечивает, при наличии момента сил, движение (проскальзывание) литосферы по астеносфере: в прочной литосфере напряжения передаются на большие расстояния, в то время как в пластичной астеносфере они минимальны. На реологическую расслоенность Земли, как мы уже знаем, указывают следующие результаты геофизических наблюдений: распределение фокусов землетрясений, зоны тени и разрывы в годографах сейсмических записей, интерпретация изостатической уравниваемости гравитационного поля, поглощения длиннопериодных сейсмических и собственных колебаний Земли и наблюдения за её приливными деформациями. Основная проблема с дрейфом материков, имевшаяся в гипотезе А. Вегенера, разрешена: континенты включены в литосферу и движутся вместе с ней (рис. 9.1), поэтому неровная граница континентальной земной коры с мантией (рис. 3.5) не может препятствовать движению.

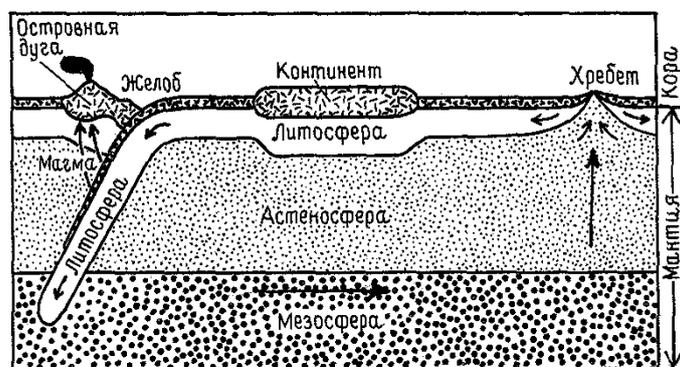


Рис. 9.1. Модель движения литосферных плит

Во-вторых, литосферная оболочка разбита на блоки, каждый из которых обладает достаточной жёсткостью, и все эти блоки, или плиты, движутся друг относительно друга. Физической основой этой идеи явились данные по распространению очагов землетрясений в пределах узких соединяющихся между собой полос (рис. 4.3), а также обнаружение различных траекторий миграции палеомагнитных полюсов, полученные по образцам с разных континентов (рис. 8.4). Важнейший этап в развитии тектоники плит связан с подробным исследованием границ между плитами и разделением их на три типа. *Желоба* – это границы, где плиты сходятся. *Хребты* – границы, на которых плиты расходятся. *Трансформные разломы* – это границы, где плиты движутся по касательной друг к другу в горизонтальном направлении.

В-третьих, тело, находящееся на сфере, под действием постоянного момента сил движется по окружности, что следует из аналогии между прямыми на плоскости и кругами на сфере. Поскольку плиты перемещаются под действием почти постоянного момента сил в течение десятков миллионов лет, их движение происходит по кругам, положение которых можно установить по геологическим и геофизическим данным (рис. 9.2). Описать положение этих кругов позволяют координаты так называемых *полюсов вращения (Эйлера)*, которые лежат в центре кругов, описываемых плитами.

Другое революционное преобразование тектоники плит связано с измерением времени. Радиоизотопные методы позволяют уверенно определять возраст горных пород на континентах. О возрасте океанических бассейнов было известно удивительно мало. Качественный скачок в оценке возраста поверхности Земли произошёл в связи с открытием, что возраст океанического дна можно определить, изучая магнитное поле океана. Получена ясная картина образования пород различного возраста в процессе спрединга океанического дна. Палеомагнитный метод датировки даёт возможность оценивать скорость процессов тектоники плит намного точнее, чем это делалось в прежних исследованиях тектоники континентов.

9.2. Физическая характеристика границ литосферных плит

Дадим общую физическую характеристику основным границам литосферных плит, наиболее важным для понимания эволюции поверхности Земли.

9.2.1. *Срединно-океанические хребты*

Мировая система срединно-океанических хребтов с их рифтовыми долинами, опоясывающая весь земной шар – это свидетельство глобального масштаба явлений, приведших к её образованию. Хребты возвышаются над дном океанических долин на 3 – 4 км, ширина их достигает 1000 – 2000 км, протяжённость измеряется многими тысячами километров. Эмпирически и теоретически показано, что глубина любой точки на поверхности хребта в среднем пропорциональна квадратному корню из расстояния от основного хребта до данной точки (Selater e.a., 1972, Сорохтин, 1974) или обратно пропорциональна корню квадратному из скорости спрединга.

Гравитационное поле над срединно-океаническими хребтами отличается небольшими сложного строения аномалиями в свободном воздухе (рис. 9.3) и более значительными отрицательными аномалиями в редукции Буге.

Отсутствие заметных изостатических аномалий силы тяжести, которые должны были бы появиться, если бы хребты были просто поднятыми блоками коры, говорит о том, что под хребтом вещество находится в разуплотнённом состоянии (с дефицитом плотности порядка $0.2 - 0.3 \text{ г/см}^3$). Разуплотнение вещества, скорее всего, связано с его разогревом, поскольку здесь наблюдается аномалия теплового потока (до $0.08 - 0.16 \text{ Вт/м}^2$).

Всем хребтам свойственно линейное магнитное поле, образованное частым чередованием положительных и отрицательных магнитных аномалий (рис. 8.6). Симметрично расположенные аномалии образованы одновозрастными базальтами, которые извергались в осевой части хребта и при спрединге были растащены на одинаковые расстояния в стороны. Чередование знака аномалий связано с инверсиями геомагнитного поля. Скорость спрединга, определённая по полосовым магнитным аномалиям, равна первым сантиметрам в год и наибольшая ($>6 - 7 \text{ см/год}$) характерна для Восточно-Тихоокеанского хребта (рис. 9.2, 9.5).

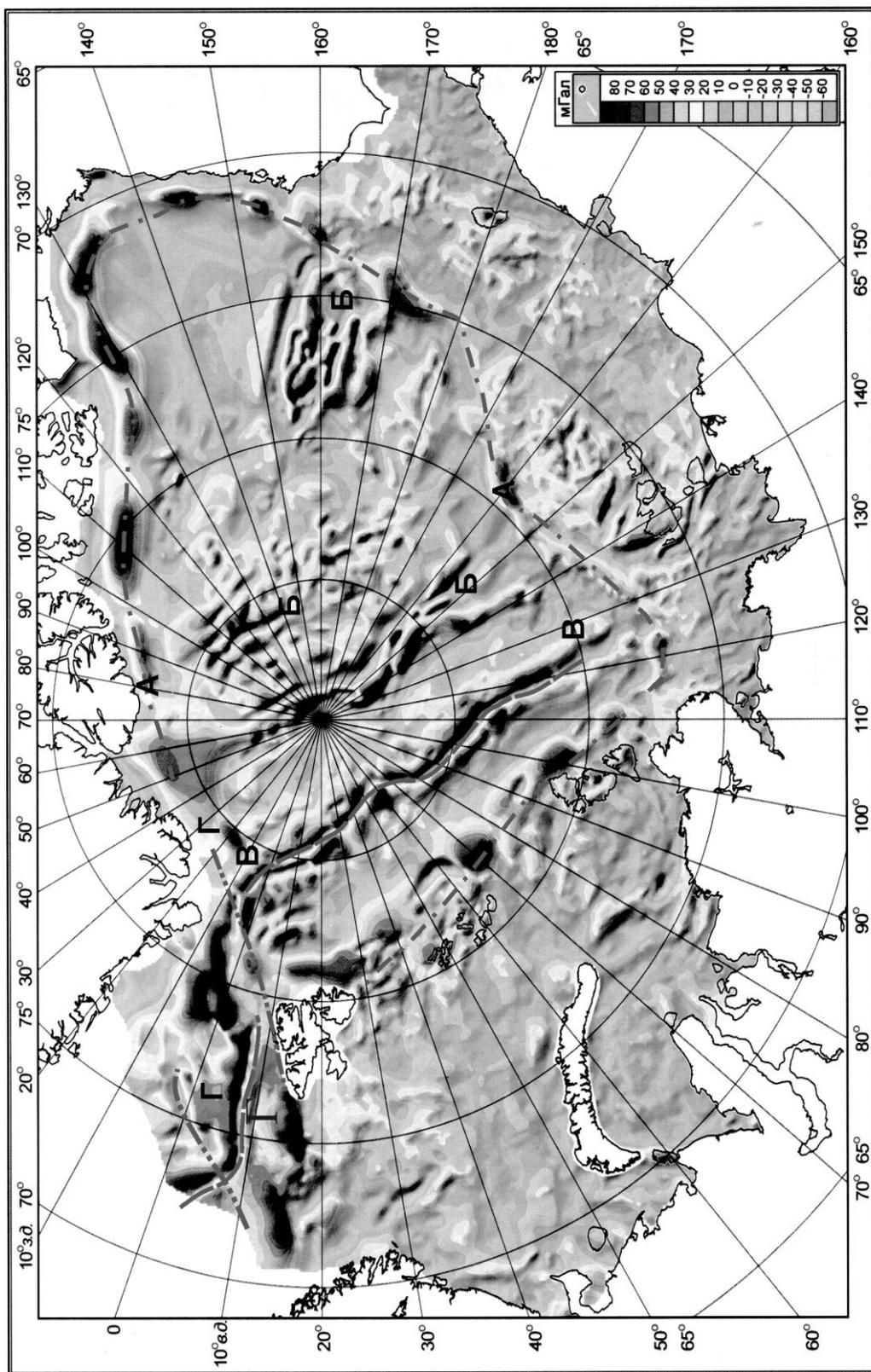


Рис. 9.3. Карта аномального поля силы тяжести (редукция в свободном воздухе) района Срединно-Арктического хребта (Глебовский и др., 2002):

А-А – континентальный склон; Б – океанические поднятия среди абиссальной равнины; В-В – ось Срединно-Арктического хребта; Г-Г – трансформные смещения оси хребта

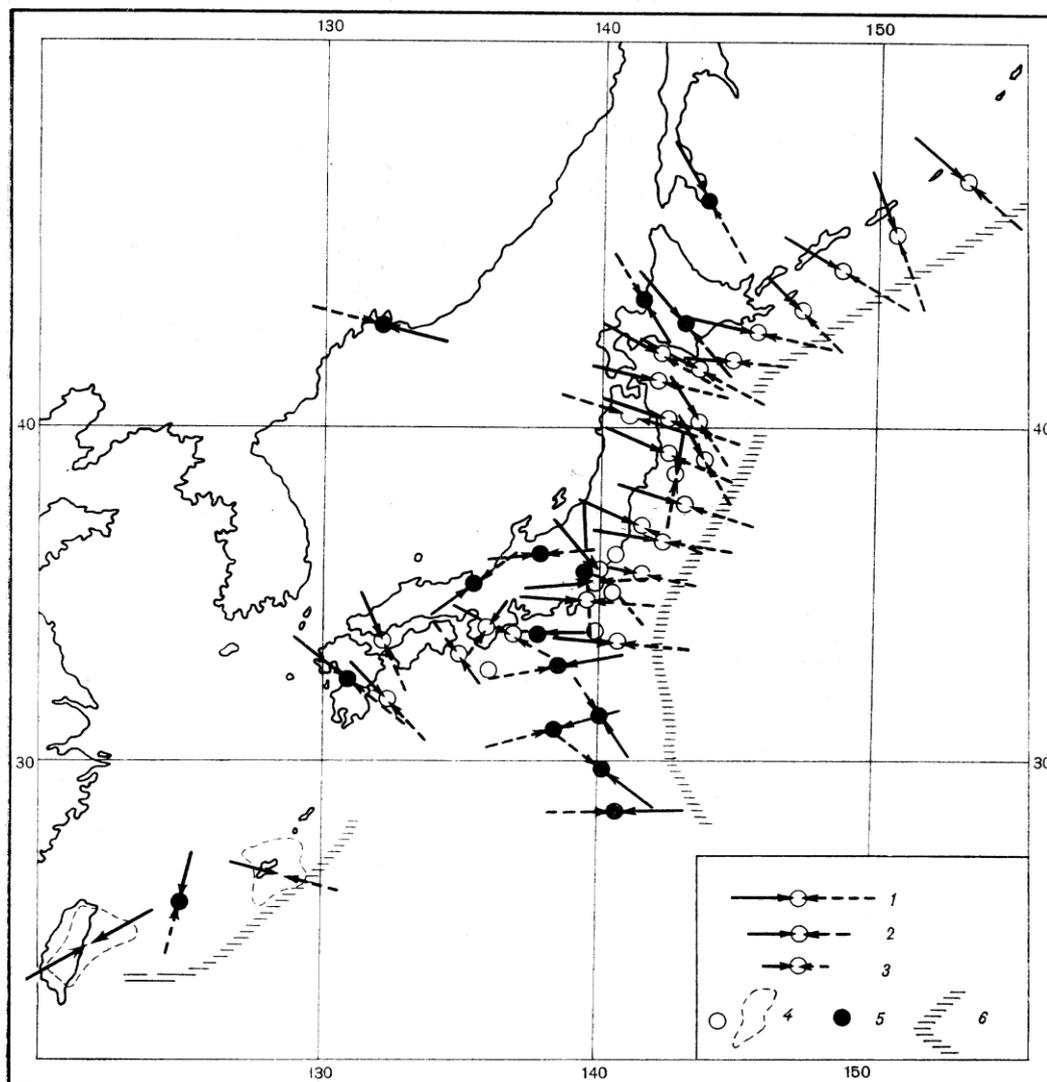


Рис. 9.4. Средние направления напряжений сжатия в очагах землетрясений северо-западного района тихоокеанского пояса (Ichikawa, 1971).

Наклон оси напряжения к горизонту:

1 – 0 – 30°; 2 – 31 – 60°; 3 – 61 – 90° (сплошные и пунктирные стрелки относятся к векторам, образующим с направлением на зенит углы меньше или больше 90° соответственно); 4 – области групп эпицентров поверхностных землетрясений; 5 – области групп эпицентров промежуточных и глубоких землетрясений; 6 – положение глубоководных желобов

Срединно-океанические хребты обладают повышенной сейсмичностью. К ним приурочены непрерывные пояса мелкофокусных землетрясений, что указывает на повышенную тектоническую активность и близость астеносферы. Ориентировка напряжений в очагах землетрясений соответствует условиям растяжения (рис. 4.5). В зонах трансформных разломов землетрясения локализованы только в интервалах между

двумя смещенными отрезками рифтовых долин, что находится в соответствии с концепцией трансформных разломов, согласно которой противоположно направленные движения должны происходить именно в этих интервалах.

Всем перечисленным физическим особенностям удовлетворяет интерпретация срединно-океанических хребтов как областей спрединга и наращивания литосферных плит, в пределах которых мантийное вещество выступает на поверхность и, застывая, образует новую океаническую литосферу.

9.2.2. Глубоководные желоба и островные дуги

Глубоководные желоба сопровождаются вулканическими островными дугами или активными континентальными окраинами, отмеченные вулканическими поясами. Системы глубоководных поясов и островных дуг прослеживаются на тысячи километров (рис.9.2). Они имеют дугообразную форму со средним радиусом кривизны 22° . Глубина морского дна в желобах равна 7–8 км (до 11 км).

Глубоководные желоба отмечаются в виде интенсивных аномалий почти во всех геофизических полях. Им отвечают крупные (200 – 240 мГл) отрицательные гравитационные аномалии в свободном воздухе (рис.3.7), региональные минимумы теплового потока ($0.02 - 0.03 \text{ Вт/м}^2$).

Гравитационное поле островных дуг, напротив, характеризуется положительными аномалиями. Сопряжённость с гравитационным минимумом глубоководных желобов указывает на резкое нарушение изостатического равновесия в системе островная дуга – глубоководный желоб. Нарушено также тепловое равновесие – вулканическим дугам свойственен высокий тепловой поток ($0.08 - 0.1 \text{ Вт/м}^2$), что хорошо коррелируется с интенсивным вулканизмом.

Островные дуги характеризуются очень высокой сейсмичностью (рис. 9.2). Землетрясения – от приповерхностных до глубоководных (рис. 4.4) возникают в основном в условиях сжатия (рис. 9.4). В вертикальном разрезе очаги землетрясений сосредоточены в сравнительно неширокой (не более 100 км) зоне, уходящей от глубоководного желоба под островную дугу (рис. 4.4). Эта глубинная сейсмофокальная зона носит название зоны Бенъофа. Она представляет собой грандиозные глубинные сколы, разделяющие контрастные структурные элементы: островные дуги с континентальной литосферой и глубоководные желоба – с океанической.

К зоне Бенъофа приурочена относительно твёрдая пластина толщиной около 70 км, падающая наклонно под островные дуги. Эта пластина по прохождению в ней поперечных сейсмических волн неотлич-

ма от океанической литосферы, и показатель её добротности остаётся близок к таковому океанической литосферы ($Q=100 - 200$). На этом основании предполагают, что литосферная плита изгибается под желобом и опускается вниз.

Наблюдаемые закономерности геофизической обстановки в системе островная дуга – глубоководный желоб позволяют интерпретировать её как зону субдукции – погружения и поглощения океанической литосферной плиты вдоль зоны Беньофа. Твёрдая литосферная плита в ходе субдукции из-за трения с окружающей мантией разогревается, испытывает частичное плавление при высоких давлениях, давая начало андезитовому магматизму островных дуг (рис. 9.1).

9.3. О механизмах тектоники плит

Рождение литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и её уничтожение – погружение в мантию в местах глубоководных желобов прямо указывает на течения в мантии Земли. Естественно предположить, что в движущем механизме тектоники плит также задействованы мантийные течения.

Идея, которой придерживались ведущие специалисты по тектонике плит в первые годы её создания, заключалась в том, что жесткие литосферные плиты увлекаются мантийными течениями (модель – 1). Последующие геофизические исследования показали, что более соответствует наблюдениям следующая модель: *движение литосферы является частью крупномасштабной конвекции в верхней мантии* и не астеносферный поток тянет литосферные плиты, а наоборот, литосферные плиты приводят в движение текучую астеносферу и испытывают со стороны последней силу торможения (модель – 2).

Механизм тектоники плит может быть исследован по трём направлениям:

во-первых, откуда поступает тепло в рифтовые зоны хребтов?;

во-вторых, за счёт каких конкретно сил плиты приходят в движение?;

и в-третьих, как глубоко распространяются в мантии конвективные течения, связанные с движением плит?

Первый вопрос, хотя решается на основе косвенных данных, имеет, по-видимому, единственное решение. Расчёты показывают, что в верхней мантии, обеднённой радиоактивными элементами в результате формирования из неё земной коры, нет источника тепла нужной мощности, следовательно, *конвекция в верхней мантии в основном возбуждается потоком тепла, подводимым снизу, т.е. из нижней мантии или ядра.*

Для решения второго вопроса рассмотрим силы, действующие на литосферную плиту. В общем случае это гравитационные силы и силы сцепления. Силы сцепления возникают на протяжении всей границы литосферы и астеносферы в результате их относительного движения. Гравитационное воздействие Земли на плиты проявляется в виде 3-х сил: силы гравитационного сползания литосферы с поднятой вершины хребта, а также двух сил плавучести (архимедовых сил, см формулу 8.5) – положительной, вызывающей всплывание лёгких перегретых мантийных масс в области срединно-океанических хребтов и подъём литосферы, и – отрицательной, с которой связано погружение жёсткой охлаждённой литосферной плиты в окрестности глубоководного желоба (рис. 9.1). Определение генеральной силы, вызывающей движение литосферных плит было сделано на основе статистического анализа параметров плит (Форсайт, Уеда, 1975) и модельных расчётов (Рихтер, 1973).

Определение коэффициентов корреляции между скоростями движения плит и другими их геометрическими параметрами (площадь плиты, общая длина хребтов, длина трансформных разломов и др.) показало, что скорость коррелируется только с одним параметром – долей границ субдукции в общей протяжённости границы плиты (рис. 9.5).

На основе этого факта можно сделать два важных заключения: во-первых, отсутствие корреляций скоростей плит с размерами их площади означает, что взаимодействие океанической литосферы с астеносферой не принадлежит к числу основных, определяющих взаимодействий в тектонике плит. Это противоречит модели – 1, согласно которой литосферная плита тащится движущейся астеносферой; во-вторых, *главной движущей силой в тектонике плит является сила тяги холодного, тяжёлого, погружающегося в мантию литосферного блока.*

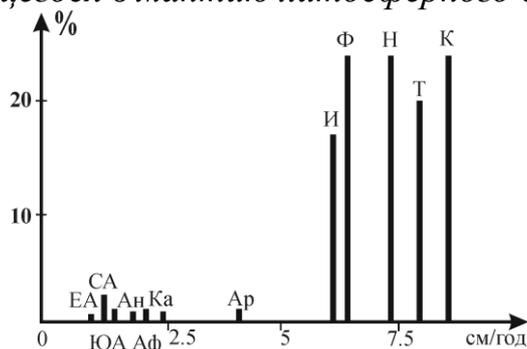


Рис. 9.5. Доля периметра плиты, приходящаяся на границы субдукции (в %), в сравнении со средней абсолютной скоростью плит (см/год).

Обозначения плит: EA – Евразийская, SA – Северо-Американская, ЮА – Южно-Американская, Ан – Антарктическая, Аф – Африканская, Ка – Карибская, Ар – Аравийская, И – Индийская, Ф – Филиппинская, Н – Наска, Т – Тихоокеанская, К – Кокос

Литосферная плита движется тем скорее, чем большая часть её погружается в мантию. Подтверждение последнему заключению получено из анализа механизмов очагов землетрясений в системе островная дуга – глубоководный желоб. Оси сжатия оказались ориентированы не в горизонтальных плоскостях, а по падению, т.е. параллельно поверхности погружающегося блока (рис.9.4). Кроме того, встречаются также оси растяжения, которые не распространяются ниже зоны низкой плотности – астеносферы. Растягивающие деформации под собственной тяжестью в плите возможны, если она «висит» в пластичной среде.

Глубже нижней границы астеносферного слоя наблюдаются только сжимающие деформации. Очаги землетрясений распространяются до глубины 700 км (окрестность глубин второго фазового перехода и скачка добротности – рис. 7.2), при этом выделенная сейсмическая энергия возрастает с глубиной. Если бы прекращение сейсмичности на глубине около 700 км было вызвано погружением плиты в горячую мантию и её размягчением, то к предельной глубине сейсмическая энергия должна бы равномерно спадать.

Ф. Рихтер интерпретировал возрастание сейсмической энергии к предельной глубине как субдукционное сцепление: жёсткая погружающаяся литосферная плита испытывает сопротивление нижней мантии, следовательно, крупномасштабная конвекция не проникает в нижнюю мантию и циркулирует в наружном слое мощностью около 700 км. Закон сохранения массы требует существование в пограничном слое верняя-нижняя мантия потоков, направленных от зоны субдукции к зоне спрединга (рис.9.1).

По сути, на рис. 9.1 изображена конвективная ячейка. Объяснение движения литосферных плит с этих позиций потребовало введение понятий пограничных слоёв, в которых вещество движется без деформаций, т.е. как твёрдое тело. Верхним погранслоем является сама литосферная плита. Размер ячейки в этом случае определяется большими горизонтальными размерами литосферных плит: ячейки с горизонтальными размерами плит, близкими к вертикальным размерам ячейки (т.е. 700 км), в модели с погранслоями гравитационно неустойчивы. *Продвигаясь на большие расстояния, литосферная плита охлаждается заметно сильнее, чем перегрет восходящий поток. Поэтому отрицательная сила плавучести погружающегося блока превосходит положительную силу плавучести восходящего потока и является основной движущей силой в тектонике плит.*

10. РАДИОАКТИВНОСТЬ И ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ

10.1. Радиоактивность Земли

Радиоактивность – это свойство ядер атомов некоторых элементов самопроизвольно превращаться с изменением состава и энергетического состояния. Радиоактивность является внутренним свойством ядер, связана с соотношением в них ядерных сил и не зависит от внешних условий, например, изменяющихся температур и давлений в недрах Земли.

Время превращения (распада) отдельно взятого ядра предсказать невозможно, так как это явление случайное. Закономерность проявляется для большого числа атомов и выражается законом радиоактивного распада: количество превращающихся за единицу времени ядер (dN/dt) пропорционально имеющемуся количеству ядер радиоактивного элемента:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda \cdot N, \quad (10.1)$$

где λ – постоянная распада, имеющая смысл вероятности распада за единицу времени.

Интегрирование уравнения (10.1) для начального числа ядер N_0 при $t=0$ дает основное уравнение, используемое во всех определениях возраста радиоактивными методами:

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}. \quad (10.2)$$

Период полураспада изотопа получается подстановкой в (10.2) выражений $N=N_0/2$ и $t=T_{1/2}$:

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,69315}{\lambda}. \quad (10.3)$$

Наибольший вклад в радиоактивность горных пород и Земли в целом вносят: уран, торий, калий и рубидий (табл. 6.1, 10.1). Отметим большие периоды полураспада названных элементов – миллиарды лет. При образовании Земли в ней могли быть и другие, более радиоактивные (быстрораспадающиеся) элементы, такие как Al-26, Cl-36, Ni-56, Fe-60, но к настоящему времени от них остались лишь стабильные продукты распада.

Быстрораспадающиеся радиоактивные элементы, например радон с периодом полураспада 3.8 суток, в небольших количествах присутствуют в Земле, но они находятся внутри радиоактивных рядов урана и тория и постоянно пополняются за счёт их распада. Несоизмеримость периодов полураспада урана и тория с таковыми членов их рядов, а также экспоненциальный характер закона радиоактивных превращений (10.2),

приводят к важному свойству радиоактивных рядов – радиоактивному равновесию. Оно устанавливается через десять периодов полураспада наиболее долгоживущего элемента середины ряда (для ряда U-238 через 16 000 лет) и заключается в неизменности количеств элементов середины ряда, поскольку число их распадающихся и образующихся атомов уравновешена и соответствует количеству атомов родоначальника. Это обстоятельство упрощает изучение радиоактивности пород и Земли, так как отпадает необходимость в оценке содержаний тех элементов, которые входят в состав рядов.

Таблица 10.1

Средние содержания радиоактивных элементов в горных породах и других природных системах
(по А.П. Виноградову, А.А. Беусу, А. Камерону)

№ п/п	Природная система	U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %	K, %*	Rb, 10 ⁻² %**
1.	Горные породы				
	Ультраосновные (дуниты и др.)	0.003	0.005	0.03	0.02
	Основные (базальты, габбро и др.)	0.5	3.0	0.83	0.45
	Средние (диориты, андезиты)	1.8	7.0	2.3	1.0
	Кислые (граниты, гранодиориты)	3.5	18.0	3.34	2.0
2.	Осадочные (глины и сланцы)	3.2	11.0	2.28	2.0
	Земные слои				
	Земная кора	2.5	13.0	2.5	1.5
	Гранитный слой земной коры	2.6	14.0	2.7	1.8
3.	Метеориты				
	Хондриты	0.011	0.038	0.82	
	Ахондриты	0.05	0.20	0.35	
	Углистые хондриты	0.024	0.065	0.42	
4.	Солнечная система***	0.021	0.045	3500	6.1
* Радиоактивный изотоп K-40 составляет 0.0119% от общего количества калия.					
** Радиоактивный изотоп Rb-87 составляет 27.87% от общего количества рубидия.					
*** Число атомов по отношению к Si = 10 ⁶ .					

Из анализа табл. 10.1 и 6.1 сделаем несколько заключений:

а) даже наиболее распространённые радиоактивные элементы находятся в горных породах и других природных системах в очень небольших количествах. Для сравнения – содержание Fe в горных породах изменяется от 2 до 25%, в земной коре составляет 4.65%, а в Солнечной системе – $9 \cdot 10^5$ (относительно Si = 10⁶). Распространённость радиоак-

тивных элементов понижается в ряду: Rb – Th – K – U, что согласуется с понижением периодов полураспада. Названные закономерности отражают универсальный геохимический закон: распространённость химических элементов определяется устойчивостью ядер их атомов;

б) содержание радиоактивных элементов согласованно уменьшается при увеличении основности горных пород, в базальтовом слое их меньше, чем в гранитном, а в Земле (в целом) меньше чем в земной коре. Это результат проявления литофильных свойств радиоактивных элементов как в геологических процессах, так и при гравитационном расслоении Земли. О радиоактивности Земли в целом и отдельных её слоёв, недоступных для непосредственных наблюдений, судят по данным о внутреннем строении Земли и о взаимосвязях радиоактивности с составом горных пород. Радиоактивность мантии, по-видимому, близка к составу основных – ультраосновных пород, а ядро, как и железные метеориты, практически не содержит радиоактивных элементов;

в) соотношение содержаний радиоактивных элементов в Земле и в метеоритах практически одинаковое. В сравнении с данными по Солнечной системе для них характерен относительный дефицит наиболее лёгкого элемента – калия, что, по-видимому, связано с обособленностью Земли (и метеоритов) во внутренней зоне системы.

10.2. Определение возраста пород радиоактивными методами

Принципиальная возможность определения абсолютного возраста горных пород радиоактивными методами связана с *постоянством скорости распада* радиоактивных элементов. Поскольку в уравнении (10.2) N_0 , как правило, не известно, то измеряют количество дочернего элемента, т.е. продукта распада D^* :

$$D^* = N_0 - N = N_0(1 - e^{-\lambda t}). \quad (10.4)$$

Решая совместно уравнения 10.2 и 10.4, получаем не зависящее от N_0 выражение, которое и используется при определении возраста:

$$\frac{D^*}{N} = e^{\lambda t} - 1. \quad (10.5)$$

Следовательно, возраст горной породы определяется по соотношению в ней количеств радиоактивного элемента и продукта его распада. Отсюда требование: исследуемый объект должен быть *замкнутой системой*, т.е. чтобы он в процессе своей жизни не приобретал и не терял ни одного из радиоактивных компонентов, в том числе промежуточных продуктов распада. Кроме того, в природных средах один и тот же изотоп может присутствовать независимо от распада, т.е. иметь *нерадиоогенное происхождение*, и вклад этих *первичных* ядер надо учитывать. Из уравнения

10.5 также следует, что для надёжного определения возраста нужно использовать такой радиоактивный элемент, период полураспада которого соизмерим с определяемым возрастом.

Простым методом определения возраста является *калий-аргоновый*. В нём используется распад: $K^{40} + e^- \rightarrow Ar^{40} + \gamma$. В изверженных горных породах первичная концентрация аргона – 40 пренебрежимо мала. Поправку за загрязнение породы атмосферным аргоном устанавливают по содержанию Ar^{36} и Ar^{38} , которые присутствуют в атмосфере в известных количествах, но не образуются при радиоактивном распаде. При определении возраста по формуле 10.5 необходимо также учесть коэффициент ветвления $\lambda_{Ar}/\lambda_{Ca}$, т.к. калий с известными долями вероятности распадается по двум направлениям: $K^{40} \rightarrow Ar^{40}$, $K^{40} \rightarrow Ca^{40}$. Определения возраста калий-аргоновым методом больше всего страдают от потерь аргона в процессе диффузии.

Методы датировки, основанные на распадах Rb – Sr, Th – Pb и U – Pb осложняются тем, что существуют *как радиогенные, так и первичные дочерние изотопы*. Оценить долю радиогенных дочерних изотопов возможно благодаря двум характерным особенностям распределения рассматриваемых элементов:

1. В силу химических различий разные минералы в горной породе имеют различные начальные отношения материнских и дочерних изотопов.

2. В минерале присутствует по крайней мере один нерадиоактивный изотоп дочернего элемента, и начальное отношение изотопов элемента одинаково по всей горной породе.

В *рубидиево-стронциевом* методе используется распад: $Rb^{87} \rightarrow Sr^{87} + \beta$. В уравнении (10.5) нужно учесть начальное количество дочернего изотопа (Sr_0^{87}). Содержание каждого изотопа относят к содержанию нерадиоактивного изотопа Sr^{86} :

$$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}} = \frac{Sr_0^{87}}{Sr^{86}} + \frac{Rb^{87}}{Sr^{86}} e^{\lambda t} - 1 . \quad (10.6)$$

В этом уравнении неизвестны Sr_0^{87}/Sr^{86} и $e^{\lambda t} - 1$. Но для всех минералов в простых магматических породах обе неизвестные величины одинаковы. Следовательно, если определить изотопные отношения для различных минералов, то построенная в системе координат Sr^{87}/Sr^{86} и Rb^{87}/Sr^{86} зависимость (10.6) будет представлять прямую линию (изохрону), отсекающую на оси Sr^{87}/Sr^{86} отрезок Sr_0^{87}/Sr^{86} и наклонённую к оси Rb^{87}/Sr^{86}

под углом $e^{\lambda t} - 1$. Отсюда определяют t – соответствующее времени, прошедшему с тех пор, как стронций имел однородный изотопный состав.

В уран-свинцовом методе используется два параллельных ряда распада: $U^{238} - Pb^{206}$ и $U^{235} - Pb^{207}$. Содержание каждого изотопа относят к содержанию нерадиогенного изотопа Pb^{204} и получают два уравнения, аналогичных 10.6, которые дают две почти независимые оценки возраста горных пород.

Обычно бывает удобнее измерять содержания только изотопов свинца. Решением уравнений можно получить зависимость между Pb^{207}/Pb^{204} и Pb^{206}/Pb^{204} :

$$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} = \left[\frac{U^{235}}{U^{238}} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right] \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} + \left[\frac{Pb_0^{207}}{Pb^{204}} - \frac{U^{235}}{U^{238}} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \cdot \frac{Pb_0^{206}}{Pb^{204}} \right]. \quad (10.7)$$

Отношение U^{235}/U^{238} постоянно и равно 0.00725. Величины в квадратных скобках одинаковы для одновозрастных образцов. Поэтому зависимость Pb^{207}/Pb^{204} и Pb^{206}/Pb^{204} представляет собой прямую линию и называется изохроной свинец–свинец. По её наклону можно найти время t .

Торий-свинцовый метод основан на распаде $Th^{232} - Pb^{208}$. Возраст, определяемый этим методом, часто не совпадает с возрастом, определённым уран-свинцовым методом, что указывают на сложную геохимическую эволюцию системы «торий-уран-свинец». Существование параллельных рядов распада U^{238} и U^{235} с химически идентичными материнскими изотопами и конечными продуктами даёт мощное средство для изучения эволюций свинца и, следовательно, химической эволюции Земли (Russell, Farguhar, 1960).

10.3. Возраст метеоритов и Земли

До появления радиоактивных методов сравнение возраста геологических формаций в разных частях Земли производилось по ископаемым остаткам растений и животных. Поскольку ископаемые органические остатки, за исключением некоторых микроскопических форм, встречаются в породах не старше 600 млн лет, оценка по ним возраста возможна только для времени, составляющего порядка (10 – 12)% от возраста Земли. С появлением радиоактивных методов стало доступным определение *возраста докембрийских* пород.

Наибольшее значение возраста горных пород, определённого радиоактивными методами, несколько превышает $3 \cdot 10^9$ лет. Геологические данные совсем ничего не дают для первых миллиардов лет сущест-

воования Земли как планеты. Геологическая информация этого периода стёрлась в результате последующих геологических процессов. Поэтому, в настоящее время нельзя определить возраст Земли, не обращаясь к метеоритам.

Определение возраста Земли основывается на двух положениях – моделях:

1. Земля вскоре после своего образования разделилась на несколько подсистем с разными отношениями U/Pb (Холмс, Хаутерманс, 1946). С тех пор каждая подсистема оставалась полностью замкнутой. Изотопы свинца образовывались из *первичного свинца*, общего для всей планеты. Однако доступные для непосредственных определений земная кора и верхняя мантия не могут считаться независимыми и замкнутыми системами, для определений возраста Земли необходимы дополнительные условия.

2. Первичная дифференциация, аналогичная земной, произошла в веществе метеоритов. Многие из них остались замкнутыми подсистемами (раздел 1), и поэтому можно определить их возраст.

Большая часть *железных метеоритов* содержит пренебрежимо малое количество урана и тория и, как следствие, имеет близкие отношения изотопов свинца (Patterson, 1964). Полученные отношения изотопов свинца (табл. 10.2) принимаются за неизменные «первичные», и считается, что они были одинаковыми во всём веществе, из которого образовались метеориты и планеты.

Таблица 10.2

Отношения изотопов свинца в земной коре и железных метеоритах
(Т. Chow, С. Patterson, Е. Anders)

Система	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}
Земная кора	18.5	15.7	38.8
Железные метеориты	9.56	10.42	29.71

В *каменных метеоритах* отношения U/Pb различны. Для них отношения Pb^{207}/Pb^{204} и Pb^{206}/Pb^{204} ложатся на общую изохрону, которая проходит через точку “первичного” свинца. По наклону изохроны возраст метеоритов оценивается в $4.55 \cdot 10^9$ лет. Обратим внимание на то, что возраст метеоритов близок к периоду полураспада U^{238} ($4.51 \cdot 10^9$ лет). Порядок содержаний U^{238} и продукта его распада Pb^{206} в метеоритах (и в Земле) примерно одинаковый (табл. 10.3).

Содержание изотопов U^{238} и Pb^{206}
в некоторых метеоритах

№ п/п	Название метеорита	U^{238} , г/т	Pb^{206} , г/т
1	Оргей	0,0288	0,0293
2	Мигей	0,0160	0,0174
3	Акаба	0,0082	0,0096
4	Модок	0,0108	0,0107
5	Сид	0,0630	0,0654
6	Пасамонте	0,05	0,0557
7	Накла	0,0478	0,0486

Возраст Земли совпадает с возрастом метеоритов, поскольку отношение изотопов «среднего» свинца в Земле попадает на изохрону свинца метеоритов. Т.Чоу и С. Паттерсон предложили оценивать средний изотопный состав континентов по изотопному составу свинца глубоководных осадков, т.к. эрозии и сносу в моря подвергаются различные горные породы. Они также определили изотопные отношения свинца в земной коре (табл. 10.2). Оцененный таким образом возраст Земли составляет $4.53 \cdot 10^9$ лет. Это, скорее всего, заниженный возраст: в силу геохимических отличий урана и свинца последний мог сконцентрироваться в земной коре в меньшей степени, чем уран. По соотношению изотопов свинца в наиболее древних породах возраст Земли оценивается в $4.75 \cdot 10^9$ лет. Но из общих соображений нельзя заключить, что Земля заметно старше метеоритов.

Что же происходило с Землей 4.55 млрд. лет назад? Можно только утверждать, что с этого времени Земля стала изолированной системой.

РАЗДЕЛ II. ПРАКТИКУМ

11. ВОПРОСЫ И УПРАЖНЕНИЯ К СОДЕРЖАНИЮ ТЕОРЕТИЧЕСКОГО РАЗДЕЛА

Земля как космическое тело

1.1. Периодичность накопления органических осадков в седиментационном бассейне составляет 200 тыс. лет. С каким космическим периодом это согласуется?

1.2. Средняя скорость движения Земли по орбите составляет 29,8 км/с. Какую скорость (большую или меньшую) она имеет в перигелии (3 января)?

- 1.3. Какие из планет Солнечной системы оказывают наибольшее гравитационное воздействие на Землю? Какой закон Вы использовали при ответе?
- 1.4. Плотность (в г/см³) вещества планет Меркурия, Земли и Юпитера составляет 5.4; 1.34; 5.5. Какую из них имеет Юпитер?
- 1.5. Земля вращается вокруг собственной оси с запада на восток. В каком направлении она обращается вокруг Солнца?
- 1.6. Радиус эклиптики (размер орбиты последней планеты Солнечной системы Плутона) равен 40 а.е. (астрономическим единицам). Во сколько раз размер орбиты Плутона больше размера орбиты Земли?
- 1.7. Масса планеты в 10 раз меньше массы Земли. Это Марс или Сатурн?
- 1.8. Расстояние планеты до Солнца увеличилось. Увеличилась или уменьшилась скорость обращения планеты по орбите?

Физические свойства вещества Земли как показатель его фазового состояния

- 2.1. Какой вид деформаций вызывает в горных породах давление?
- 2.2. Чему равен модуль сдвига вещества, слагающего внешнее ядро Земли, если оно жидкое?
- 2.3. Определите относительное уменьшение объёма и увеличение плотности оливина на глубине 19 км, если давление на этой глубине составляет $5 \cdot 10^8$ Па (модуль объёмной упругости оливина – $1.27 \cdot 10^{11}$ Па).
- 2.4. Приведите примеры проявления у горных пород (литосферы) пластичных свойств.

Гравитационное поле и фигура Земли

- 3.1. Изменяются ли значения гравитационного потенциала на поверхности озера, океана?
- 3.2. Где мощность земной коры больше – под Западно-Сибирской низменностью или Гималаями?
- 3.3. Давление на глубине 1600 км составляет $67 \cdot 10^9$ Па. На сколько увеличится давление на глубине 1700 км, если плотность мантии на этом интервале равна $4.9 \cdot 10^3$ кг/м³ ($g \cong 10 \text{ м/с}^2$)?
- 3.4. В случае модели Земли с твёрдым ядром рассчитанное число Лява k^* равно 0,243, а модели с жидким ядром – 0.302. Какая из моделей в большей мере соответствует реальной Земле и почему?
- 3.6. Ускорение силы тяжести равно градиенту гравитационного потенциала. Градиенту ещё какой физической величины равняется ускорение силы тяжести, если Земля находится в гидростатическом равновесии?

- 3.7. Ускорение силы тяжести равно 9.782 м/с^2 . Чему равна напряжённость гравитационного поля?
- 3.8. В чём проявляется изостатическое равновесие?
- 3.9. Время установления изостатического равновесия – 1000 лет. Можно ли определить вязкость астеносферы?
- 3.10. Почему Земля в своём вращении замедляется?
- 3.11. К какой поверхности приближают Землю поверхностные процессы разрушения и эрозии?
- 3.12. Назовите геологические процессы, вызываемые гравитационным полем Земли.
- 3.13. Как изменяется гравитационный потенциал на поверхности геоида?
- 3.14. Назовите признаки отклонения Земли от гидростатического равновесия.
- 3.15. Что такое динамическое сжатие Земли?

Сейсмичность Земли

- 4.1. Продольные и поперечные сейсмические волны ещё называют первичными (P) и вторичными (S). Почему?
- 4.2. В районе встречаются землетрясения с глубиной очага до 700 км. Какая здесь мощность литосферы?
- 4.3. Магнитуда землетрясения равна 8. Оцените упругую энергию землетрясения.
- 4.4. При землетрясении на сейсмостанции зафиксировано первое колебание почвы вверх. Пришла волна сжатия или растяжения?
- 4.5. При удалении от эпицентра землетрясения сейсмостанции зафиксировали смену первоприхода волн сжатия волнами растяжения. Сжимающими или растягивающими силами вызвано землетрясение?
- 4.6. Какие сейсмические данные указывают на то, что литосфера делится на плиты?
- 4.7. Покажите на рис. 4.3 границы крупных литосферных плит (Африканской, Индийской, Тихоокеанской и Антарктической).
- 4.8. Какие сейсмические данные указывают на близкое расположение астеносферы в осевых частях срединно-океанических хребтов?

Строение Земли по сейсмическим данным

- 5.1. Как по сейсмическим данным определяют плотность недр Земли?
- 5.2. Почему по сейсмическим данным можно судить о составе недр Земли?
- 5.3. Какие сейсмические данные указывают на то, что ядро Земли преимущественно железное?

5.4. Что такое «зона тени» и почему она образуется?

5.5. Покажите на рис. 5.3. сейсмические границы состава и фазового перехода.

5.6. Что представляет собой граница верхней и нижней мантии в классической модели внутреннего строения Земли?

Геотермический режим

6.1. Какой из радиоактивных элементов – уран, торий (с продуктами их распада) или калий-40 вносит наибольший вклад в радиогенную энергию Земли?

6.2. Через какое время (оцените приближённо) радиогенного тепла в Земле будет выделяться в 2 раза меньше?

6.3. Достаточно ли энергии гравитационной дифференциации Земли для покрытия её расходов на тектоно-магматическую деятельность и излучение тепла в космическое пространство?

6.4. Какой вид энергии, выделяемой Землёй, преобладал в начальный период её жизни (более 4 млрд. лет назад)? Преобладает в настоящее время?

6.5. Какая часть энергии приливного торможения выделилась за время жизни Земли, если скорость её вращения уменьшилась в 2 раза?

6.6. Из сравнения карт теплового потока (рис. 6.2) и размещения эпицентров землетрясений (рис. 4.3) определите, к каким границам приурочены положительные аномалии теплового потока?

6.7. Тепловой поток в точке поверхности Земли составляет 0.071 Вт/м^2 . Какой тепловой поток поступает с поверхности мантии, если коэффициент теплопроводности пород земной коры здесь составляет в среднем 2.5 Вт/(мК) , а её мощность – 40 км ? Температурный градиент – $2^\circ/100 \text{ м}$.

6.8. Почему недра Земли в целом не расплавлены, хотя температуры их превышают $1000 - 2500 \text{ }^\circ\text{C}$?

Современные модели внутреннего строения Земли

7.1. Используя данные табл. 7.1., дайте ответы на следующие вопросы:

а) почему с глубиной ускорение силы тяжести сначала увеличивается, а затем уменьшается?

б) в какой части физические параметры океанической и континентальной Земли различаются в большей мере?

в) какому условию удовлетворяет модель Земли с возрастающей на глубину плотностью?

г) почему на интервале $1271.1 - 3485.7$ происходит понижение скоростей сейсмических волн и модуля сдвига?

- 7.2. Почему при расчёте теплового режима недр Земли удельную теплоёмкость при постоянном объёме можно считать постоянной?
- 7.3. Чем отличаются собственные колебания Земли от сейсмических колебаний?
- 7.4. Сейсмические колебания имеют периоды в интервале 0.1 – 10 с. Как изменится спектр сейсмических колебаний (соотношение коротко- и длиннопериодных компонентов) при распространении их вглубь Земли?
- 7.5. Соотношение между коэффициентом затухания механических колебаний и добротностью среды?
- 7.6. Как называются слои мантии, характеризующиеся минимальными значениями добротности?

Магнитное поле Земли

- 8.1. В чём отличие индуктивной и естественной остаточной намагниченностей?
- 8.2. Напряжённость магнитного поля равна нулю. Чему равна индуктивная намагниченность?
- 8.3. До какой глубины горные породы будут содержать ферромагнетики, если температурный градиент $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м?
- 8.4. По каким данным мы судим о величине и направлении древнего магнитного поля?
- 8.5. Источник планетарных магнитных аномалий?
- 8.6. Вы находитесь в Томске. По какому магнитному азимуту нужно двигаться, чтобы оказаться: 1) на магнитном северном полюсе? 2) на географическом северном полюсе? Используйте карту магнитных отклонений (рис. 8.1).
- 8.7. В каких частях Земли космическая радиация наиболее существенна?
- 8.8. Назовите все явления, происходящие с цикличностью в 60 лет.
- 8.9. Назовите года повышенной солнечной активности (магнитных бурь) в первой половине XXI столетия?
- 8.10. Докажите, что магнитное поле Земли генерируется её ядром?
- 8.11. Магнитное поле Земли генерируется в ядре. Является это доказательством фазового состояния ядра, т.е. что оно жидкое?
- 8.12. Что такое тепловая конвекция?
- 8.13. Какие химико-плотностные процессы происходят на границах «мантия – внешнее ядро» и «внешнее ядро – внутреннее ядро»?
- 8.14. Сколько лет назад произошла последняя инверсия магнитного поля Земли (рис. 8.5)?
- 8.15. Сколько лет формировалась земная кора в районе срединно-океанического хребта (рис. 8.6)?

Некоторые физические аспекты тектоники литосферных плит

- 9.1. Перечислите физические признаки границ литосферных плит.
- 9.2. Физическое различие зон субдукции и спрединга?
- 9.3. На рис. 9.2. стрелками показаны скорости движения литосферных плит. По каким данным можно определить эти скорости?
- 9.4. К какой литосферной плите относится Чукотка (Евразийский материк) (рис. 9.2)?
- 9.5. На рис. 9.3 приведена карта поля силы тяжести с осями аномальных зон. Какой из осей будут параллельны полосовые аномалии магнитного поля?
- 9.6. Закономерность изменения глубин очагов землетрясений в районе глубоководных желобов (рис.9.4)?
- 9.7. Докажите, что основной движущей силой в перемещении литосферных плит является сила тяжести погружающегося в мантию холодного блока?
- 9.8. Доказательства раздвижения литосферных плит в рифтовых зонах? Чем заполняется пространство между раздвигающимися плитами?
- 9.9. Как по физическим данным можно определить мощности литосферы, в частности, её увеличение в районе субдукции и уменьшение – в рифтовых зонах?

Радиоактивность и возраст Земли

- 10.1. Какое свойство радиоактивного распада является основанием для использования закона распада для определения возраста природных систем?
- 10.2. Как изменилась радиоактивность Земли с момента её образования (рис. 6.1)?
- 10.3. Определите постоянную распада U^{238} по данным табл. 6.1.
- 10.4. Достаточно ли в табл. 10.3 данных, чтобы по формуле 10.5 определить возраст метеоритов?
- 10.5. Что такое изохрона?
- 10.6. Можно ли по данным табл. 10.1 оценить содержание радиоактивных элементов в верхней мантии (также табл. 5.2)?
- 10.7. Почему возраст Земли нельзя определить непосредственно, т.е. по уравнению 10.7?
- 10.8. На основании чего решили, что возраст Земли составляет 4,55 млрд. лет?
- 10.9. Почему изотопные отношения свинца железных метеоритов приняты за “первичные”?

12. ЗАДАНИЯ К ПРАКТИЧЕСКИМ РАБОТАМ

12.1. Земля как космическое тело

Цель работы: Ознакомиться с закономерностями движения планет, параметрами Земли как космического тела, приобрести навыки их расчётов.

При выполнении работы используйте материалы главы 1., а также данные табл. 12.1.

Таблица 12.1

Плотности некоторых минералов и металлов

	Плотность, 10^3 кг/м ³	Металл	Плотность, 10^3 кг/м ³
Кварц	2.65	Алюминий	2.7
Полевые шпаты	2.55 – 2.76	Титан	4.5
Амфиболы	3.15 – 3.26	Железо	7.87
Пироксены	3.15 – 3.55	Никель	8.9
Оливины	3.22 – 4.34	Ртуть	14.19
Гранаты	3.5 – 4.32	Золото	19.32

Задание

1. Комета массой 10^{18} кг движется прямолинейно со скоростью « V_0 » в направлении, перпендикулярном направлению на Землю на расстоянии от неё « r » (рис. 1.1).

Используя уравнение 1.2, определите, произойдёт ли столкновение кометы с Землёй? Какова будет траектория кометы после взаимодействия? Увеличится ли вероятность падения кометы на Землю, если угол первоначальной траектории кометы с направлением на Землю будет острым? Какие ещё параметры кометы должны измениться (и как), чтобы падение на Землю было возможно.

Таблица 12.2

Вариант	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
V_0 (10^3 м/с)	8	9	14	20	22	12	13,5	10	20	15	14	18	12	15	10,5	20	18,5
r (10^6 м)	6,25	6,5	4,08	1,5	1,12	2,78	6,2	15	2,00	6,0	2,04	2,0	5,56	2,2	2,2	1,00	3,0

1. Оцените скорость движения Земли на орбите в точке, удалённой от Солнца на расстоянии “ r ” а.е., если при среднем удалении от Солнца в 1 а.е. ($149.6 \cdot 10^6$ км) её средняя скорость составляет 29.8 км/с? Для нас это зимнее или летнее время года?

Таблица 12.3

Вариант	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
r (10^6 м)	149,0	152,0	148,2	150,0	147,1	151,0	148,6	150,5	147,3	149,9

Вариант	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
r (10^6 м)	148,2	152,2	147,5	151,5	147,8	150,8	148,4	152,1	148,7	150,6

2. Приблизённо оцените период обращения планеты (табл.12.4) по орбите, используя закон Кеплера – Ньютона (1.4) и закон Тициуса-Боде (1.3):

Таблица 12.4

n (форм.1.3)	$-\infty$	0	1	2	4	5	6	7
Планета	Меркурий	Венера	Земля	Марс	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун
Масса планет*	0,055	0,815	1,000	0,107	0,3179	95,1	14,6	16

*Относительно массы Земли.

3. Оцените среднюю плотность слоев Земли: земной коры, мантии и ядра. Сравните со средней плотностью вещества Земли. Плотности каких минералов они соответствуют? Предложите состав ядра. Ваш сравнительный прогноз о градиенте изменении плотности с глубиной планет с разными массами: Меркурий, Земля, Юпитер.

4. Ответить на любые 3 контрольные вопроса к теоретическому разделу.

12.2. Радиоактивность и возраст Земли

Цель работы: Ознакомиться с основами определения и приобрести навыки расчёта возраста Земли по радиоактивности.

При выполнении работы используйте материалы главы 10.

Дополнительные сведения

Таблица 12.5

Радиоактивность Земли

Элемент	Период полураспада, год	Содержание в Земле	
		%	кг
Уран-238	$4,51 \cdot 10^9$	$6,92 \cdot 10^{-7}$	$0,414 \cdot 10^{17}$
Торий-232	$1,41 \cdot 10^{10}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{17}$
Калий-40	$1,3 \cdot 10^9$	$1,89 \cdot 10^{-6}$	$1,31 \cdot 10^{17}$

Произведение $n = \lambda \cdot N$ в формуле ещё называется активностью (радиоактивностью) и показывает число распадов в единицу времени. У всех элементов радиоактивного ряда, находящегося в равновесии, радиоактивность одинакова.

Перейти от массы вещества “m” к числу атомов “N” можно по очевидной формуле:

$$N = \frac{m \cdot N_A}{A}, \quad (12.1)$$

где $N_A = 6,023 \cdot 10^{23}$ – число Авогадро; A – атомная масса элемента.

Формула для определения возраста по распаду $U_{238} \rightarrow Pb_{206}$ имеет вид

$$t = 6.5 \cdot 10^9 \ln(1 + Pb_{206}/U_{238}), \quad (12.2)$$

где t – возраст в годах; содержания U и Pb в относительных массовых единицах.

Таблица 12.5

Содержание изотопов U^{238} и Pb^{206} в некоторых метеоритах

№ п/п	Название метеорита	U^{238} , г/г	Pb^{206} , г/г
1	Оргей	0,0288	0,0293
2	Мигей	0,0160	0,0174
3	Акаба	0,0082	0,0096
4	Модок	0,0108	0,0107
5	Сид	0,0630	0,0654
6	Пасамонте	0,05	0,0557
7	Накла	0,0478	0,0486
8	Холбрук	0,0140	0,0164
9	Карунда	0,0125	0,0138
10	Хвиттис	0,0615	0,0623
11	Нортман	0,0100	0,0112
12	Элленит	0,0150	0,0159
13	Мур	0,0196	0,0208
14	Нузво	0,1440	0,0904
15	Бинда	0,0266	0,0288
16	Эрио	0,0210	0,0195
17	Мок	0,0110	0,0120
18	Модоп	0,0150	0,0148
19	Форест-Сити	0,0099	0,0098
20	Эби	0,0110	0,0115

Задание

1. Построить график уравнения (10.1), используя для этого смысл периода полураспада (время отложить в периодах полураспада $t/T_{0.5}$, а N/N_0). Нанести на этот же график изменение относительного количества продукта распада (D/N_0).

При каком времени с начала радиоактивного распада количество распадающегося элемента и продукта распада становится одинаковым? Какое соотношение будет между этими элементами через три периода полураспада? Оцените (приблизённо) соотношение урана-238 и свинца -206 в Земле, если возраст Земли принять равным 4,55 млрд. лет.

2. Используя данные табл. 12.5:

а) Какой из трёх основных радиоактивных элементов наиболее радиоактивен? Наименее радиоактивен?

б) Сколько урана и тория было в начале обособления Земли как планеты (4,55 млрд. лет назад)? Какова была радиоактивность радия, находящегося в середине уранового ряда?

в) Считывая средний период полураспада основных радиоактивных элементов близким к таковому урана, оцените, через сколько времени радиогенного тепла в Земле будет в 4 раза меньше, чем в настоящее время.

3. Оцените возраст Земли по соотношению U_{238} и Pb_{206} (табл.12.5, формула 12.2). Почему возраст метеоритов и Земли можно приравнять? Почему не определяют возраст Земли по горным породам? Какой возраст у Марса?

4. Задайте наиболее важный с Вашей точки зрения или не понятный для Вас вопрос по рассматриваемой теме, начинающийся со слова «Почему...».

12.3. Основные источники энергии для эволюции Земли

Цель работы: Ознакомиться с основными источниками энергии Земли как планеты и сделать их сравнительный анализ.

При выполнении работы используйте материалы главы 6.

Справочные данные

Масса Земли – $6 \cdot 10^{24}$ кг

Средний радиус Земли – $6,4 \cdot 10^6$ м

Теплоёмкость вещества Земли $c = 0,84 \cdot 10^3$ Дж/кг·град

Уравнение теплоёмкости: $E = c \cdot m \cdot \Delta T$

E – тепловая энергия

m – масса

ΔT – изменение температуры.

Температура солидуса базальтовой магмы – 1000–1050 °С.

Гравитационная постоянная $f = 6.67 \cdot 10^{-11}$ Дж·м·кг⁻².

Задание

1. Вычислите энергию, выделившуюся при образовании Земли из холодного газово-пылевого облака, – энергию аккреции. Определите, насколько могла повыситься температура Земли при её образовании, если предположить, что порядка 5% энергии аккреции пошли на разогрев Земли. Достаточно ли этой температуры для расплавления веществ Земли (образования магматических пород)?

2. Определите энергию приливного торможения Земли, выделившуюся за период её жизни, если угловая скорость вращения Земли за это время уменьшилась в 2 раза. За счёт чего происходит замедление вращения Земли?

Наиболее крупные планеты Солнечной Системы – Юпитер и Сатурн через каждые 60 лет находятся на наиболее близком расстоянии от Земли. Ваш прогноз относительно замедления вращения Земли, в эти годы и частоты проявлений вулканизма?

3. Рассчитайте энергию, выделяющуюся в Земле за счёт радиоактивного распада в течение года.

Русский учёный В.И. Вернадский считал радиогенную энергию основной для эволюции Земли. Прав ли он, если Земля ежегодно излучает в космическое пространство порядка $9,2 \cdot 10^{20}$ Дж, а потери её на тектоно-магматические процессы составляют около $1,26 \cdot 10^{20}$ Дж/год?

4. Сделайте анализ изменения основных видов энергии Земли за период её жизни (рис. 6.1).

а) Как изменяются различные энергии во времени? Какой вид энергии в настоящее время преобладает?

б) Достаточно ли энергии гравитационной дифференциации для покрытия потерь Земли на тектоно-магматические процессы и излучение (п. 3 задания)?

в) Если верить рис. 6.1, то, через какое время предположение В.И. Вернадского будет правомерно? Ваш прогноз относительно тектоно-магматической активности в это время? Прогноз обоснуйте.

12.4. Сейсмичность Земли

Цель работы: Исследование закономерностей распределения землетрясений в пространстве и по энергиям.

При выполнении работы использовать материалы главы 4.

Задание

1. По разнице прихода продольной и поперечной сейсмической волн оценить приближенно эпицентральное расстояние, если скорости распространения волн равны: $V_p = 3,5$ км/с, $V_s = V_p / \sqrt{3}$; в уравнении 4.2 глубину эпицентра приравнять к нулю (в сравнении с эпицентральным расстоянием – пренебречь).

Таблица 12.6

Номер землетрясения (варианта)	t_s , с	t_p , с
1	141,3	110,0
2	241,0	203,5
3	158,8	115,0
4	530,0	480,0

2. Вычислением суммарной энергии сейсмических волн сравните по сейсмической активности два района в пределах Тихоокеанского кольца (табл. 12.7).

Таблица 12.7

Глубина, км	M	Номер района (варианта)									
		1	2	3	4	5	6	7	8	8а	8б
0 – 70	7–7,7					18				15	
	6–6,9	182	32	69	23	68	51	29	50	25	19
	5–5,9	93	117	31	63	18	27	10	5	6	49
70 – 300	7–7,7					10				23	
	6–6,9	24				48	17	7	49	66	20
	5–5,9	7			1	30	11	3	13	29	12
>300	7–7,7									5	
	6–6,9					10			10	20	
	5–5,9								2	2	
Глубина, км	M	Номер района (варианта)									
		9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
0 – 70	7–7,7				22		37	44	26		
	6–6,9	32	29	30	129	23	88	92	70	12	33
	5–5,9			36	104	7	29	49	40	10	30
70 – 300	7–7,7				24		42	10	7		
	6–6,9	1	3	11	53	3	54	29	25	3	31
	5–5,9	2		27	19	2	7	14	3	1	8
>300	7–7,7				27			3		12	
	6–6,9			1	96	4	2	11			36
	5–5,9			1	20	2		1			15
Глубина, км	M	Номер района (варианта)									
		18а	19	20	21	22	23	24	25	26	27
0 – 70	7–7,7	4	71	8	21	29	29		25		
	6–6,9	26	226	37	23	70	69	116		28	8
	5–5,9	11	159	20	17	70	50	40	12	55	8
70 – 300	7–7,7	2	24	2	5	6	9		17		
	6–6,9	11	90	11	8	31	34	65		6	
	5–5,9	11	43	7	3	4	11	17	10	1	
>300	7–7,7	4	2			1	1		3		
	6–6,9	10	15			9	6	31			
	5–5,9	9	7			1	1	3			

Использовать уравнение для среднего арифметического и значения магнитуд, равные серединам интервалов (7,35; 6,5 и т.д.)

Как различаются районы по глубинам расположения очагов землетрясений?

Какого рода силы (растягивающие или сжимающие) привели к возникновению землетрясений в сравниваемых районах (используйте дополнительно данные рис. 9.2).

На значительном удалении от очагов землетрясений первой на сейсмостанцию приходила волна сжатия или растяжения?

3. Из сравнения данных рисунков 4.2 – 4.5 и 9.1 – 9.4 ответить на вопросы:

3.1. Зоны распространения очагов землетрясений (максимальной их плотности) и границы литосферных плит совпадают?

3.2. Как изменяется глубина очагов землетрясений в зонах сжатия (например, в районах островных дуг, на западном побережье Южной Америки) в направлении от океана вглубь континента? Как это можно объяснить с позиции тектоники литосферных плит?

3.3. Как различаются по глубине и по энергии (магнитуде) землетрясения, приуроченные к областям растяжения и областям сжатия?

12.5. Изостазия и изостатические аномалии

Цель работы: Выявление и использование изостатических гравитационных аномалий для решения геологических задач.

При выполнении работы использовать материалы раздела 3.5.

Дополнительные сведения

а) Мощность земной коры в условиях изостатического равновесия (h):

$$h = h_0 + \frac{\sigma_m}{\sigma_m - \sigma_{з.к.}} \cdot H, \quad (12.3),$$

$h_0 = 35$ км – средняя мощность континентальной земной коры (при $H=0$);

H – абсолютная отметка местности (над уровнем моря);

$\sigma_m, \sigma_{з.к.}$ – плотность вещества мантии и земной коры.

При выполнении работы принять $\sigma_{з.к.} = 2,8 \cdot 10^3$ кг/м³; $\sigma_m = 3,3 \cdot 10^3$ кг/м³.

б) Зависимость аномалии гравитационного поля в редукции Буге (g_α) от мощности земной коры (h) по Р.М. Деменицкой:

$$h = h_0 - g_\alpha / [2\Pi \cdot f \cdot (\sigma_m - \sigma_{з.к.})], \quad (12.4)$$

где $f = 6,67 \cdot 10^{-11}$ м³/(кг·с²) – гравитационная постоянная.

Задание

Определить направление вертикального движения земной коры в районе профиля наблюдения гравитационного поля (таблица) для чего:

1) Рассчитать по профилю мощность земной коры в условиях изостатического равновесия (уравнение 12.3).

2) Рассчитать по профилю реальную мощность земной коры по наблюдаемым значениям гравитационного поля (уравнение 12.5).

3) Построить графики реальной и равновесной мощностей земной коры с учётом условия, что вертикальные движения блоков земной коры происходят в направлении приближения и равновесия, определите, какого рода движения (вниз, вверх) имеют место в Вашем случае.

Таблица 12.8

Профили наблюдений гравитационного поля
вкрест простирания складчатых структур

<i>Приполярный Урал</i>									
Вариант	1			2			3		
	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл
	0	325	-17	0	390	-20,4	0	507	-26,52
	50	430	-36	50	516	-42	50	670,8	-54,6
	100	1480	-88	100	1776	-105,6	100	2308,8	-137,28
	150	1900	-102	150	2280	-122,4	150	2964	-159,12
	200	1250	-76	200	1500	-91,2	200	1950	-118,56
	250	920	-61	250	1104	-73,2	250	1435,2	-95,16
	300	390	-29	300	468	-34,8	300	608,4	-45,24
	350	310	-14	350	372	-16,8	350	483,6	-21,84
<i>Северный Урал</i>									
Вариант	4			5			6		
	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл
	0	355	-35	0	426	-42	0	461,5	-45,5
	50	438	-43	50	525,6	-51,6	50	569,4	-55,9
	100	695	-64	100	834	-76,8	100	903,5	-83,2
	150	901	-87	150	1081,2	-104,4	150	1171,3	-113,1
	200	1331	-105	200	1597,2	-126	200	1730,3	-136,5
	250	852	-79	250	1022,4	-94,8	250	1107,6	-102,7
	300	671	-68	300	805,2	-81,6	300	872,3	-88,4
	350	250	-31	350	300	-37,2	350	325	-40,3
<i>Средний Урал</i>									
Вариант	7			8			9		
	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл
	0	210	-49	0	252	-58,8	0	273	-63,7
	50	260	-37	50	312	-44,4	50	338	-48,1
	100	920	-79	100	1104	-94,8	100	1196	-102,7
	150	1569	-94	150	1882,8	-112,8	150	2039,7	-122,2
	200	370	-50	200	444	-60	200	481	-65
	250	245	-20	250	294	-24	250	318,5	-26
	300	220	-7	300	264	-8,4	300	286	-9,1
	350	211	-6	350	253,2	-7,2	350	274,3	-7,8
<i>Южный Урал</i>									
Вариант	10			11			12		
	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл
	0	220	-22	0	264	-26,4	0	286	-28,6
	50	280	-26	50	336	-31,2	50	364	-33,8
	100	686	-57	100	1063,2	-68,4	100	1151,8	-74,1
	150	1640	-187	150	1968	-128,4	150	2132	-139,1
	200	924	-74	200	1108,8	-80,8	200	1201,2	-96,2

Окончание табл. 12.8									
Вариант	10			11			12		
	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл
	250	634	-36	250	760,8	-43,2	250	824,2	-46,8
	300	490	-29	300	588	-34,8	300	637	-37,7
	350	352	-17	350	422,4	-20,4	350	457,6	-22,1
<i>Западный Урал</i>									
Вариант	13			14			15		
	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл
	0	270	-46	0	324	-56,2	0	351	-59,8
	50	761	-71	50	913,2	-85,2	50	389,3	-92,3
	100	1253	-122	100	1503,6	-146,4	100	1628,9	-150,6
	150	2930	-148	150	3516	-168	150	3809	-182
	200	1435	-114	200	1722	-136,8	200	1865,5	-148,2
	250	1845	-113	250	2214	-135,6	250	2398,5	-146,9
	300	568	-32	300	681,6	-30,4	300	738,4	-41,6
	350	542	-22	350	650,4	-26,4	350	704,6	-28,6
<i>Восточный Урал</i>									
Вариант	16			17			18		
	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл	х, км	Н, м	g, мГл
	0	723	-68	0	867,6	-81,6	0	939,9	-88,4
	50	1262	-92	50	1514,4	-110,4	50	1640,6	-119,5
	100	1625	-131	100	1950	-157,2	100	2112,5	-170,3
	150	2083	-144	150	2499,6	-172,8	150	2707,9	-187,2
	200	1334	-102	200	1600,8	-122,4	200	1734,2	-132,6
	250	787	-74	250	944,4	-88,8	250	1023,1	-96,2
	300	753	-68	300	903,6	-81,6	300	978,9	-88,4
		350	568	-41	350	681,6	-49,2	350	738,4

12.6. Тепловое поле Земли

Цель работы: Исследование теплового поля Земли и теплофизических свойств горных пород.

При выполнении работы используйте материалы главы 6 настоящего учебного пособия, а также главы 6 учебника «Петрофизика» (Изд-во ТГУ, Томск, 1997).

Задание:

1. Рассчитать коэффициент теплопроводности (λ) вещества верхней мантии (пиролита), состоящего из трети базальта и двух третей перидотита. λ базальта взять среднюю для базальтового слоя земной коры (табл. 6.2^{*}), λ перидотита равна 4,37 Вт/(м·К).

2. Оцените температуру на глубине 100 км в заданной точке (табл. 12.10), используя карту теплового потока на поверхности Земли^{**}, строение литосферы (табл. 12.9), средние коэффициенты теплопроводности слоев земной коры (табл. 6.2^{*}) и вычисленное в п. 1 значение λ мантии. Постройте разрез литосферы и график изменения температуры с изменением глубины.

3. На глубинах порядка 100 км происходит зарождение базальтовых магм. В условиях атмосферного давления базальт плавится при температуре 1100 °С. Из сопоставления Ваших результатов по п. 2 с этой тем-

пературой сделайте заключение, как влияет повышение давления в недрах Земли на температуры плавления её вещества. Предположите ещё причину отличия рассчитанной Вами температуры от 1100 °С, если приведённые в табл. 6.2* значения теплопроводности соответствуют нормальным Р-Т – условиям измерения.

4. Фундамент Западно-Сибирской плиты под месторождениями нефти и газа часто сложен известняками или гранитами (табл. 12,10). Оцените тепловой поток из фундамента, если по измерениям в скважинах температурный градиент в породах фундамента составляет (табл.12,10). Какой средний состав вышележающей тюменской свиты, если температурный градиент в ней равен (табл. 12,10). Осреднённые значения теплопроводности пород возьмите из рис. 6.1* и 6.4*.

5. Теплопроводность непористой породы составляет (табл. 12,10). Оцените теплопроводность этой породы с коэффициентом пористости (табл. 12,10) в случае её водонасыщенности. Как изменится (уменьшится, увеличится) теплопроводность породы при насыщении её нефтью? Газом? Можно ли оценить характер насыщения пористых пород (коллекторов) по температурным измерениям в скважинах? Используйте данные табл. 6.3*.

* таблицы и рисунки в учебнике «Петрофизика»: учебник для вузов - Томск: ТГУ, 1997. 462 с.

** на карте значения теплового потока приведены в относительных единицах. Для получения теплового потока в единицах СИ необходимо умножить приведённые значения на 0,04 Вт/м².

Таблица 12.9

Осредненные мощности слоев земной коры

<i>Геоструктуры</i>	<i>Мощность слоя, км</i>			
	<i>Воды</i>	<i>Осадочного</i>	<i>Гранитного</i>	<i>Базальтового</i>
Континентальные				
Щиты	0	0	15	30
Платформы	0	3	18	20
Орогены	0	0	16	30
Океанические и переходные				
Островные дуги	0	0	8	15
Срединно-океанические хребты	3,0	0	0	5
Океанические плиты	4,0	0	0	7

Таблица 12.10

Вариантные данные к задачам 2, 4, 5

Вариант	Задача 2		Задача 4				Задача 5			
	широта*	долгота	граниты	известняки	ΔT_{ϕ}^{**}	ΔT_T	песчаник	алевролит	λ	пористость, %
1	40	-80	+		1,25	3,125	+		5,2	20
2	40	-60	+		1,22	3,05	+		4,0	21
3	40	-20	+		1,24	3,1	+		4,5	22
4	40	0	+		1,24	3,09	+		4,6	23
5	40	20	+		1,25	3,125	+		4,8	24
6	40	40	+		1,26	3,15	+		5,1	25
7	40	80	+		1,25	3,124	+		5,0	26
8	40	90	+		1,24	3,101		+	3,5	15
9	40	140	+		1,23	3,08		+	3,4	16
10	40	180		+	3,33	3,1		+	3,4 5	17
11	40	-160		+	3,34	3,13		+	3,3 0	18
12	20	-100		+	3,30	3,09		+	3,3 5	19
13	0	-160		+	3,35	3,14		+	3,0	20
14	-40	-160		+	3,34	3,13	+		4,6	27
15	0	20		+	3,36	3,15	+		4,5	28
16	-10	80		+	3,35	3,14	+		4,4	29

* Положительные широты – северные, отрицательные – южные; положительные долготы – восточные, отрицательные – западные

** Градиенты температур ΔT – в градусах на 100 м;
 λ – в Вт/(м·К)

12.7. Магнитное поле Земли

Цель работы: Приобретение навыка пользования картами нормального магнитного поля Земли.

При выполнении работы использовать материалы главы 8 настоящего учебного пособия и карты нормального магнитного поля эпохи 1975 года (или иного другого года) поверхности Земли.

Задание

Решите задачи 1–4 для двух точек земной поверхности, координаты которых приведены в табл. 12.11.

Таблица 12.11

Вариант	1	2	3	4	5	6
Долгота	-90*	-60	-30	0	30	60
Т.1 широта	40	40	40	40	40	40
Т.2 широта	-20	-20	-20	-20	-20	-20
Вариант	7	8	9	10	11	12
Долгота	90	120	180	-90	-60	-30
Т.1 широта	40	40	40	20	20	20
Т.2 широта	-20	-20	-20	-40	-40	-40
Вариант	13	14	15	16	17	18
Долгота	0	30	60	90	120	180
Т. 1 широта	20	20	20	20	20	20
Т.2 широта	-40	-40	-40	-40	-40	-40

*– Положительные значения соответствуют северной широте и восточной долготе, отрицательные – южной широте и западной долготе.

1. По картам нормального магнитного поля Земли определите в двух точках (табл. 12.11) элементы геомагнитного поля (T , Z , H , I , D) для эпохи 1975 года и их изменения за год.

2. Считая скорость изменения элементов геомагнитного поля постоянной с 1975 года, определите значения элементов магнитного поля для текущего года.

Начертите в плоскости магнитного меридиана полный вектор геомагнитного поля T , его горизонтальную (H) и вертикальную (Z) составляющие. Покажите на построенной векторной диаграмме наклонение I .

В чем принципиально отличаются векторные диаграммы геомагнитного поля в северных и южных широтах?

3. Для того чтобы стрелка компаса, устанавливаясь в плоскости магнитного меридиана, находилась в то же время в горизонтальном состоянии, на южную или северную часть стрелки прикрепляют уравнивающий груз. С какой стороны необходимо прикрепить груз к стрелке компаса в двух исследуемых точках? В какую сторону (к центру или от центра стрелки) необходимо переместить груз для пользования в настоящем году, если последний раз компасом пользовались в 1975 году?

4. Пункт, в который Вам необходимо попасть, лежит от исследуемых двух точек в направлении на географический север на 60 широте. Не зная элементов геомагнитного поля, Вы двигались по компасу в направлении магнитного севера. В какую сторону (к западу или востоку) от нужного пункта Вы отклонитесь? При движении от какой точки (Т.1 или Т.2) будет наблюдаться максимальное отклонение?

5. Кратко, в нескольких приложениях, охарактеризуйте одну из карт элементов геомагнитного поля (Z , H , T , dT , dH , dZ).

Библиографический список

1. Гутенберг Б. Физика земных недр. – М.: Мир, 1972. – 340с.
2. Геофизика океана. Т1. Геофизика океанического дна. – М.: Наука, 1979. – 466с.
3. Геофизика океана. Т2. Геодинамика. – М.: Наука, 1979. – 417с.
4. Дж. Джекобс. Земное ядро. – М.: Мир, 1979. – 309с.
5. Дядькин Ю.Д. Основы физики недр. – Л.: ЛГИ, 1976 – 86с.
6. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 417с.
7. Злобин Т.К. Количественные аспекты физики Земли (геодинамика): учебное пособие. – Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2001. – 68с.
8. Кашубин С.Н., Виноградов В.Б., Кузин А.В. Физика Земли: курс лекций. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. – 164с.
9. Козырев А.А., Сахаров Я.А., Шаров Н.В. Введение в геофизику: учебное пособие. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. – 116с.
10. Кокс А., Хорт Р. Тектоника плит. – М.: Мир, 1989. – 427с.
11. Кузнецов В.В. Физика Земли и Солнечной системы. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1980. – 214с.
12. Маловичко А.К. Методы изучения глубинных недр Земли. – Пермь: Изд-во ПГУ, 1978. – 94с.
13. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. – М.: Недра, 1965. – 378с.
14. Петрофизика: учебник для вузов. /Г.С. Вахромеев, Л.Я. Ерофеев, В.С. Канайкин, Г.Г. Номоконова. – Томск: Изд-во ТГУ, 1997. – 462с.
15. Пишон К.Ле., Франшто Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. – М.: Мир, 1977. – 288с.
16. Стейси Ф. Физика Земли. – М.: Мир, 1972. – 340с.
17. Тяпкин К.Ф. Физика Земли. – Киев: Выща школа, 1998. – 312с.
18. Физика Земли. Т1. Строение и развитие Земли. – М.: ВИНТИ, 1974. – 269с.
19. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника: учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1985. – 326с.
20. Шаров Н.В. Физика Земли: учебное пособие. – Апатиты, 1997. – 71с.
21. Череманский Г.А. Геотермия. – Л.: Недра, 1972. – 271с.

Галина Георгиевна Номоконова

ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Учебное пособие

Научный редактор
доктор геолого-минералогических наук,
профессор

Л.Я.Ерофеев

Редактор

Р.Д. Игнатова

Подписано к печати 12.03.2007. Формат 60х84/16. Бумага «Классика».
Печать RISO. Усл. печ. л. 6,22. Уч.-изд.л. 5,63
Тираж 150 экз. Заказ .



Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Томского политехнического университета сертифицирована
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту ISO 9001:2000



ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30.