



ФИЗИКА ЗЕМЛИ И АТМОСФЕРЫ

Н.Н. РЕДИЧКИН

Н.В. САМСОНОВА

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«РОСТОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ СТРОИТЕЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Н.Н. Редичкин

Н.В. Самсонова

ФИЗИКА ЗЕМЛИ И АТМОСФЕРЫ

*Утверждено редакционно-издательским советом
университета в качестве учебного пособия*

Ростов-на-Дону

2015

УДК 550.3+551

Рецензент: Заместитель начальника отдела по защите государственной тайны
и мобилизационной подготовки филиала ФГБУ
«ФКП Росреестра по Ростовской области»
Мозговой Р.В.

Редичкин Н.Н.

Самсонова Н.В.

Физика Земли и атмосферы: учебное пособие. – Ростов н/Д: Рост. гос. строит. ун-т, 2015. – 148 с.

Данное издание является учебным пособием для занятий по физике Земли и атмосферы и содержит описание происхождения, размеров, форме и составе геосфер, их взаимодействиях и движениях. Большое внимание уделяется земной коре и недрам, их строению и структуре. Рассмотрены экзогенные и эндогенные геологические процессы, их взаимодействие и влияние на формирование и изменение рельефа земной коры.

Учебное пособие составлено для обучающихся по специальности 21.05.01 «Прикладная геодезия», направления подготовки 21.03.03 «Геодезия и дистанционное зондирование» и предназначено как для аудиторной, так и для самостоятельной работы.

Данное учебное пособие было издано при непосредственной помощи и поддержке Ростовского государственного строительного университета.

© Ростовский государственный
строительный университет, 2015

© Редичкин Н.Н., 2015

© Самсонова Н.В., 2015

Введение.....	7
Глава 1. Общие сведения о Земле.....	8
§ 1.1 Происхождение Земли.....	8
Краткие сведения о строении Вселенной и Солнечной системы	9
Гипотезы о происхождении Земли.....	14
Возраст Земли и методы его определения.....	20
Геохронологическая и стратиграфическая шкалы	23
§ 1.2 Форма, размеры и движения Земли	24
Форма и размеры Земли	28
Орбитальное движение Земли и её осевое вращение.....	33
Геофизические следствия формы, размеров и движения Земли.....	38
Глава 2. Строение и основные свойства геосфер.....	40
§ 2.1 Атмосфера.....	40
Происхождение атмосферы	40
Форма, размеры и строение атмосферы	43
Химический состав атмосферы и его динамика	50
Геофизическая роль некоторых составных частей атмосферного воздуха.....	51
§ 2.2 Гидросфера	55
Составные части гидросферы и её происхождение.....	55
Химический состав и солёность природных вод.....	57
§ 2.3 Внешнее строение Земли.....	60
Материки и океаны	60
Рельеф материков и дна океанов	63
§ 2.4 Внутреннее строение Земли.....	65
Сейсмические волны и плотность земных недр	65
Строение внутренних геосфер	70
Химический состав земной коры и земных недр	72

Радиоактивность геосфер	75
Глава 3. Земная кора	78
§ 3.1 Формирование земной коры	78
§ 3.2 Строение земной коры.....	82
§ 3.3 Горные породы	86
Магматические горные породы	87
Осадочные горные породы.....	89
Метаморфические горные породы	90
Глава 4. Геофизические поля	92
§ 4.1 Гравитационное поле Земли	92
Сила тяжести и её потенциал.....	93
Нормальное гравитационное поле и его аномалии	96
Гравитационные явления и процессы	98
§ 4.2 Электромагнитное поле Земли	101
Электромагнитные параметры и свойства оболочек Земли	102
Региональные и локальные электрические поля земной коры	106
Магнитное поле Земли.....	108
Глава 5. Экзогенные и эндогенные процессы	116
§ 5.1 Процессы выветривания.....	118
§ 5.2 Ветровая деятельность на земной поверхности.....	120
§ 5.3 Геологическая и геофизическая роль Мирового океана.....	121
§ 5.4 Магматизм.....	124
Образование и типы магмы.....	124
Эффузивный магматизм (вулканизм)	126
Интрузивный магматизм (плутонизм)	129
§ 5.5 Тектонические движения земной коры	129
Общая характеристика и типы тектонических движений	130
Колебательные движения земной коры.....	132
Складчатые тектонические движения и дислокации	135

Разрывные тектонические движения и нарушения	136
Источники энергии движений земной коры	137
§ 5.6 Землетрясения	139
Причины и классификации землетрясений	141
Основные характеристики землетрясений	144
§ 5.7 Метаморфизм.....	147
Список использованной литературы.....	148

ВВЕДЕНИЕ

Комплекс наук, изучающих физические свойства и состав Земли, явления и процессы, происходящие в её твёрдой, жидкой и газообразной оболочках в ходе их взаимодействия, называется *геофизикой* (от греч. γῆ - Земля и φύσις - природа). Она возникла на стыке физики и ряда других естественных наук, рассматривает Землю как единое, сложное и непрерывно меняющееся физическое тело, являющееся составной частью Солнечной системы и подвергающееся воздействию космических тел (Солнце, Луна и др.). В комплексное изучение Земли и её оболочек, или *геосфер*, входят такие вопросы, как происхождение, форма, размеры и развитие этих оболочек и Земли в целом, а также их состав, свойства, взаимное влияние и физические (геофизические) поля.

Все современные внешние геосферы (водная – гидросфера, воздушная – атмосфера) являются вторичными продуктами развития Земли: они выделились из глубоких земных недр и генетически связаны с внутренними геосферами (земная кора, мантия, ядро Земли). Всем геосферам присущ ряд общих закономерностей строения, развития и движений, но все они различаются по составу, физическим свойствам и имеют свои специфические особенности. Поэтому полное представление о Земле может быть получено только на основе знаний основных физических характеристик всех геосфер и процессов, происходящих в них.

Сложность строения и состава геосфер, различие и разнообразие происходящих в них физических процессов, неодинаковая доступность для измерений и наблюдений их физических величин приводят к необходимости самостоятельного изучения оболочек Земли различными науками. Так, в геофизике выделяют три крупных раздела, соответствующих трём основным геосферам: физику твёрдого тела Земли, гидрофизику и физику атмосферы. Каждый из этих разделов имеет специфические задачи и состоит из целого ряда отдельных наук.

Физика твёрдого тела Земли (физика Земли) исследует состав, строение, физические свойства твёрдого тела Земли и происходящие в нём процессы. Ре-

шение этих основных задач выполняет целый ряд наук: сейсмология, гравиметрия, магнитология, земное электричество, радиометрия, геотермика и др. Первые две из них дают основополагающие представления о внутреннем строении Земли, её форме, размерах, землетрясениях и т.д. Другие науки этого раздела дополняют и уточняют сведения о строении, составе, агрегатном состоянии земных недр, о происходящих в них процессах и о формировании Земли как планеты.

Гидрофизика занимается изучением физических процессов в водной оболочке Земли. Она также рассматривает молекулярное строение и физико-механические свойства воды во всех её агрегатных состояниях, электрические, радиационные и другие свойства воды, снега и льда. В гидрофизике выделяют два подраздела. Один из них – физика моря – исследует в основном физические, химические, геологические и биологические процессы, протекающие в морях и океанах, закономерности распространения тепла, звука и света в морской воде, взаимодействие океана и атмосферы и т.д. Другой подраздел гидрофизики – физика вод суши (гидрология суши) – занимается исследованием гидрологических процессов, происходящих в реках, озёрах, болотах, ледниках и вечных снегах.

Физика атмосферы (метеорология) исследует физические процессы и явления в воздушной оболочке Земли и их взаимодействия с земной поверхностью и космическим пространством. Это наиболее разработанный раздел геофизики, рассматривающий также строение атмосферы, состав и свойства атмосферного воздуха.

Геофизика имеет тесную связь с другими науками: астрономией, геодезией, геологией, радиофизикой, геохимией, почвоведением и др.

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

§ 1.1 Происхождение Земли

Происхождение Земли и других планет Солнечной системы представляет собой важнейшую проблему современного естествознания. Она имеет принципиальное значение для наук о Земле, так как данные о первоначальном состоянии

планеты служат основой для изучения всей её эволюции, природных процессов и явлений, термодинамических и других условий взаимодействия внешних и внутренних геосфер.

Изучение Земли как небесного тела, её положения во Вселенной представляет интерес для физики Земли, так как многие процессы и явления в атмосфере, на земной поверхности, в Мировом океане и глубоких земных недрах не только взаимосвязаны, но и обусловлены влиянием внешней среды, окружающей Землю.

Краткие сведения о строении Вселенной и Солнечной системы

Земля представляет собой одно из бесчисленных тел в безграничном космическом пространстве. Её положение во Вселенной начало интересовать людей ещё в глубокой древности. Учёные Китая, Вавилона и Египта за много веков до нашей эры считали Землю центром всего мира. Такое представление о строении Вселенной, позднее обоснованное древнегреческим астрономом Птолемеем (II в. до н. э.), получило название *геоцентрической системы мира* (от греч. γῆ - Земля). Согласно этому представлению, Солнце, планеты и другие небесные тела обращаются вокруг Земли по сложным круговым орбитам. Истинное положение Земли как одной из планет Солнечной системы было доказано польским астрономом Н. Коперником, который в 1543 г. обосновал существование *гелиоцентрической системы мира* (от греч. ἥλιος – Солнце). В этой системе видимое движение небесных тел объясняется осевым вращением Земли и обращением планет (в том числе Земли) вокруг Солнца.

Дальнейшее развитие естествознания, методов и технических средств исследований подтвердило обоснованность гелиоцентрической системы мира и расширило представление о строении Солнечной системы и Вселенной.

Вселенная представляет собой пространство, включающее бесчисленное множество звёздных миров. Она безгранична, и её существование не имеет ни начала, ни конца. Все космические тела во Вселенной группируются в различные

системы, составные части которых связаны силами взаимного притяжения и обладают общим движением в пространстве. Одной из таких систем является Галактика, или система Млечного Пути, в которую входит так называемая Местная звёздная система, включающая Солнечную систему.

Галактика (Млечный Путь) – это огромное скопление отдельных звёзд, звёздных объединений и туманностей различного состава. По форме она представляет собой спиралевидное образование, внутри одной из спиральных ветвей которого расположено Солнце (рис. 1.1). Резкой границы Галактика не имеет, её размеры огромны: она включает около 150 млрд звёзд, её наибольший поперечник около 100 тыс. св. лет¹, наименьший – около 12 тыс. св. лет. Масса звёзд Галактики примерно в 80 млн раз больше массы Солнца ($M_{\odot}$), составляющей примерно $2 \cdot 10^{30}$ кг.

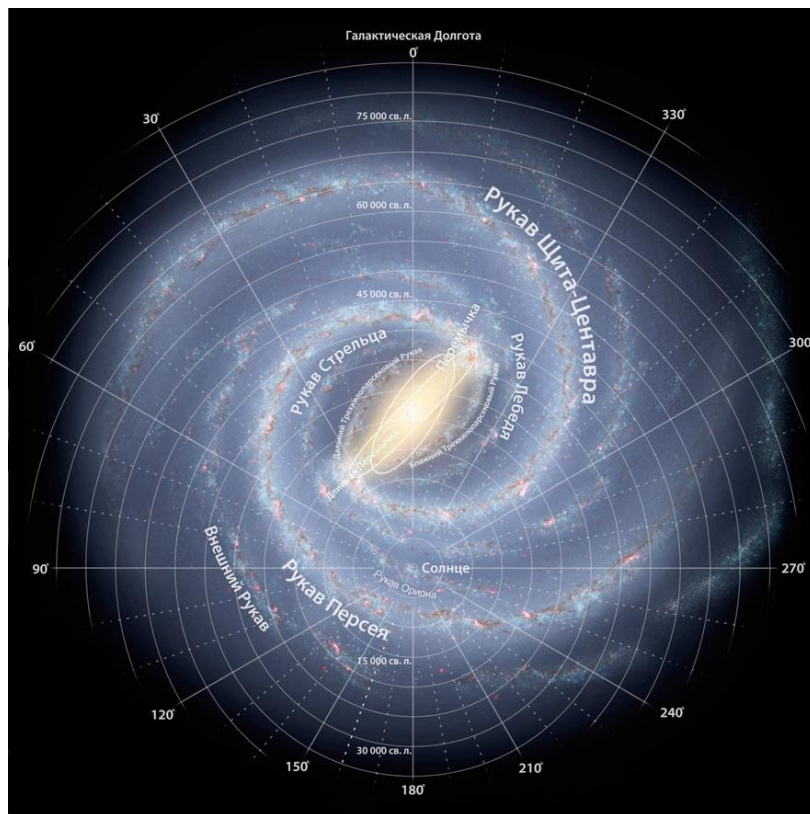


Рис. 1.1. Вид галактики Млечный Путь

¹ 1 световой год (св. год) равен 10^{15} м.

Звёзды Галактики различаются по своим размерам, физическим свойствам и физико-химическому состоянию. так, температура их поверхности меняется от 10000 – 30000 К и более (белые звёзды) до 2000 – 3000 К (красные звёзды). Жёлтые звёзды, к которым относится Солнце, имеют температуру поверхности около 6000 К. По размерам среди звёзд Млечного Пути выделяют звёзды-гиганты, диаметр которых в десятки и сотни раз больше диаметра Солнца ($D_{\odot} = 1.39$ млн км), и звёзды-карлики, имеющие диаметр, соизмеримый с диаметром Земли ($D_3 = 12.76$ тыс. км) или даже меньше. Звёзды-гиганты состоят из очень разреженных газов, их плотность в тысячи раз меньше плотности земной атмосферы, и большинство этих звёзд, как и звёзд-карликов, являются красными. Звёзды в Галактике чаще всего объединены в скопления различных размеров.

Наряду со звёздами и звёздными скоплениями в Галактике имеются газовые и газовой-пылевые туманности, являющиеся результатом расширения новых и сверхновых звёзд. Плотность вещества в туманностях очень мала ($10^{-16} - 10^{-17}$ кг/м³), но благодаря их огромным размерам масса некоторых из них может превышать массу Солнца в сотни раз. Во всей нашей Галактике этого межзвёздного вещества примерно в 50 раз меньше, чем звёздного, а количество пыли примерно в 100 раз меньше, чем газа. Полная масса Галактики больше массы Солнца примерно в 10^{11} раз. Газовой-пылевые туманности в Галактике встречаются относительно часто. Подсчитано, что луч света на расстоянии 3000 св. лет пересечёт на своём пути семь туманностей и ослабевает примерно в 10 раз.

Кроме нашей Галактики во Вселенной есть множество других таких же огромных звёздных систем, похожих и непохожих на нашу. Эти галактики удалены от нашей на огромные расстояния и распределены в пространстве неравномерно. Большинство из них находится в скоплениях галактик, имеющих тенденцию к объединению в сверхскопления. Ближайшая к нам галактика находится в созвездии Андромеды и удалена от нашей Галактики примерно на 2 млн св. лет. Размеры других галактик соизмеримы с размерами Млечного Пути. Так, диаметр

галактики в созвездии Андромеды составляет около 50 тыс. св. лет, а в созвездии Треугольника – примерно в 2.6 раза больше диаметра нашей Галактики.

Солнечная система - планетная система, включающая в себя центральную звезду – Солнце – и все естественные космические объекты, обращающиеся вокруг Солнца. Она сформировалась путём гравитационного сжатия газопылевого облака примерно 4,57 млрд лет назад.

Большая часть массы объектов Солнечной системы приходится на Солнце; остальная часть содержится в восьми относительно уединённых планетах, имеющих почти круговые орбиты и располагающихся в пределах почти плоского диска – плоскости эклиптики. Общая масса системы составляет около $1,0014 M_{\odot}$.

Четыре меньшие внутренние планеты – Меркурий, Венера, Земля и Марс (также называемые планетами земной группы) – состоят в основном из силикатов и металлов (рис. 1.2). Четыре внешние планеты – Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун (также называемые газовыми гигантами) – намного более массивны, чем планеты земной группы (рис. 1.3). Крупнейшие планеты Солнечной системы, Юпитер и Сатурн, состоят главным образом из водорода и гелия; внешние, меньшие Уран и Нептун, помимо водорода и гелия, содержат в составе своих атмосфер метан и угарный газ. Такие планеты выделяются в отдельный класс «ледяных гигантов». Шесть планет из восьми и три карликовые планеты имеют естественные спутники. Каждая из внешних планет окружена кольцами пыли и других частиц.



Рис. 1.2. Планеты земной группы

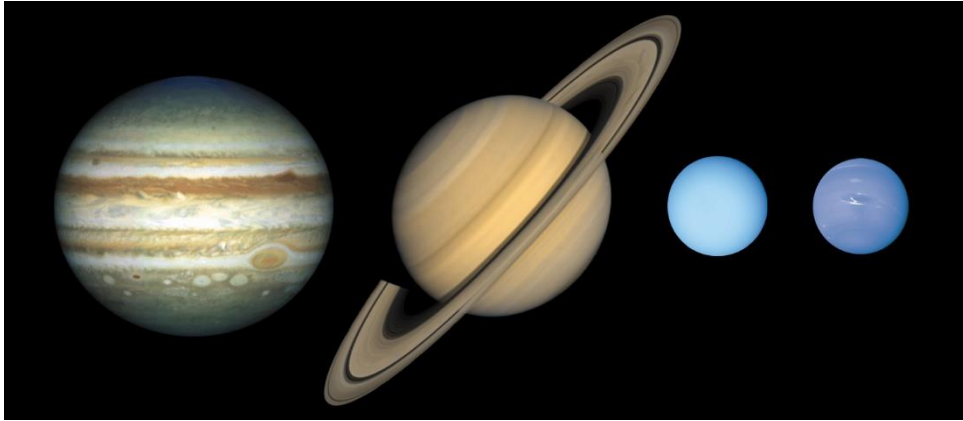


Рис. 1.3. Планеты-гиганты

В Солнечной системе существуют две области, заполненные малыми телами. Пояс астероидов, находящийся между Марсом и Юпитером, схож по составу с планетами земной группы, поскольку состоит из силикатов и металлов (рис. 1.4).

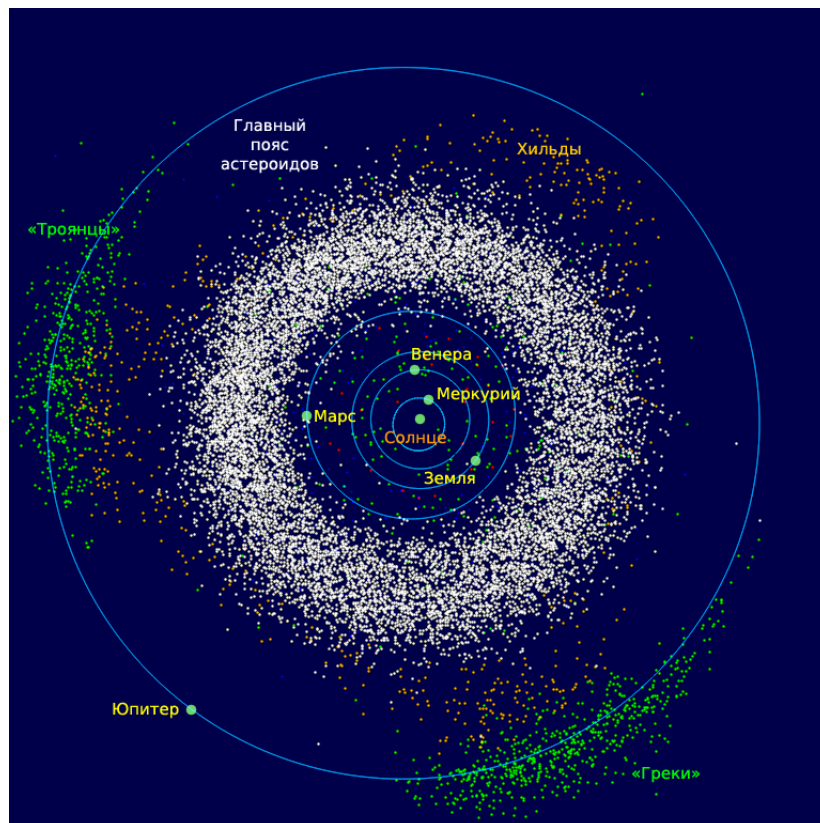


Рис. 1.4. Пояс астероиды и троянские астероиды

Крупнейшими объектами пояса астероидов являются карликовая планета Церера и астероиды Паллада, Веста и Гигея. За орбитой Нептуна располагаются транснептуновые объекты, состоящие из замёрзшей воды, аммиака и метана,

крупнейшими из которых являются Плутон, Седна, Хаумеа, Макемаке, Кварвар, Орк и Эрида. В Солнечной системе существуют и другие популяции малых тел, такие как планетные квазиспутники и троянцы, околоземные астероиды, кентавры, дамоклоиды, а также перемещающиеся по системе кометы, метеороиды и космическая пыль.

Земная группа планет имеет сравнительно малые размеры (табл. 1.1), но большую плотность; для них характерно более медленное вращение и малое число спутников (их может не быть совсем). Внешние планеты – большие по размерам, с меньшей плотностью и большей скоростью вращения.

Среди больших планет Солнечной системы и их спутников нет двух тел с одинаковым химическим составом. Нет ни одной планеты по составу тождественной Солнцу. В то же время существует зависимость: чем массивнее планета, тем её состав ближе к солнечному (Юпитер, Сатурн, Уран).

Длительное изучение строения Солнечной системы позволило подметить, что все её тела и Солнце образовались в едином процессе из газово-пылевого облака. Различие состава двух групп планет связано с уменьшением температуры в исходном облаке по мере удаления от Солнца. Это привело к тому, что более удалённые планеты вобрали в себя много летучих веществ и стали более массивными.

Гипотезы о происхождении Земли

В настоящее время существует две большие группы гипотез о происхождении Земли, в зависимости от того, из какой материи предполагается образование Земли и других планет.

Согласно первой группе гипотез (*гипотезы горячего происхождения Земли*), наша планета сформировалась из раскалённой газово-пылевой туманности (гипотезы Канта, Лапласа, Джинса и др.). Другая группа гипотез (*гипотезы холодного происхождения Земли*) утверждает, что все планеты образовались из холодной газово-пылевой материи (гипотезы Уилла, Вайцзеккера, Шмидта, Фесенкова и др.).

Таблица 1.1

Физические и динамические характеристики планет Солнечной системы

Планета	Экватори- альный ра- диус, 10^3 м	Масса пла- неты, 10^{24} кг	Средняя плотность вещества, 10^3 кг/м ³	Скорость освобожде- ния с по- верхности, 10^3 м/с	Среднее расстояние от Солнца, млн км	Эксцентри- ситет ор- биты	Наклоне- ние орбиты к централь- ной плос- кости си- стемы, °	Период вращения вокруг оси	Количество спутников
Меркурий	2439	0.3303	5.430	4.25	57.90	0.206	6.3	58.65 сут.	0
Венера	6051	4.8700	5.250	10.40	108.16	0.007	2.2	243.01 сут.	0
Земля	6378	5.9760	5.518	11.20	149.60	0.017	1.6	23.9345 ч	1
Марс	3393	0.6421	3.950	5.02	227.99	0.093	1.7	24.63 ч	2
Юпитер	71398	1900.0000	1.330	59.60	778.37	0.048	0.3	9.925 ч	16
Сатурн	60330	568.8000	0.690	35.50	1427.03	0.056	0.9	10.233 ч	17
Уран	26200	86.8700	1.150	21.30	2869.63	0.047	1.0	17.3 ч	15
Нептун	25230	102.0000	1.550	23.30	4496.68	0.009	0.8	18.2±0.4 ч	2

Гипотеза Канта. Первичная туманность состоит из отдельных частиц. Более тяжелые начинают притягивать сравнительно легкие, образуются местами центры притяжения, вся туманность разбивается на участки, на шаровидные, более плотные скопления материи – будущие звёзды. В каждой звёздной туманности появляется центральное сгущение; частицы, стремясь к центру, сталкиваются; одни из них при этом падают к центру, другие получают боковое движение. Случайно накапливается перевес движения в одну сторону, и все частицы, как падающие к центру, так и остающиеся в туманности во взвешенном состоянии, получают вращательное движение, общее для всей массы. Вследствие вращения туманность сплющивается, частицы, не упавшие на Солнце, начинают группироваться около местных, случайных центров притяжения – зарождаются планеты. В зависимости от положения зародыша планеты над экватором туманности орбиты планет будут более или менее наклонены к нему. Увлечённые общим вращением массы, все планеты движутся в одну сторону. Вопрос о вращательном движении планет вокруг их осей изложен у Канта весьма темно, и во всяком случае вращение должно бы происходить в обратную сторону существующему. Небольшие комки первичной туманности, далёкие от её экватора, образовали кометы. У Канта нет ни постепенного сокращения объёма всей туманности, ни выделения колец. Кольца же Сатурна Кант объясняет, как продукт рассеивания атмосферы планеты.

Гипотеза Лапласа основывается на открытиях английского астронома Гершеля о существовании во Вселенной большого множества разнообразных газовых туманностей, отличающихся от метеоритной туманности Канта. Одна из таких туманностей по Лапласу, была сильно нагрета, в своём центре имела большое сгущение – молодое Солнце – и простиралась далеко за орбиту самой удалённой, как считалось в то время, планеты Уран. Эта туманность, или раскалённая атмосфера молодого и огромного первичного Солнца, вращалась вместе с ним как твёрдое тело с одинаковой угловой скоростью, и чем дальше её частицы

были от центра, тем более была их линейная скорость при таком вращении. Раскалённая газовая туманность постепенно охлаждалась, сжималась, увеличивались её плотность и скорость вращения. Это сопровождалось ростом центробежной силы, которая сильнее всего действует на частицы пограничной части экватора туманности. Поэтому туманность сплющивалась у полюсов и вытягивалась в плоскости экватора. С течением времени в процессе сжатия на определённом расстоянии от оси вращения в плоскости экватора туманности центробежная сила стала равна силе тяготения к центру (Солнцу). С этого момента частички экваториальной части туманности начали терять связь с её остальной массой и отделяться от неё в виде газовых колец. Кольца продолжали самостоятельное вращение на определённом расстоянии от центра и с постоянной угловой скоростью по всей ширине кольца.

По мере продолжающегося охлаждения первичной атмосферы Солнца, её сжатия и ускорения осевого вращения от неё отделялись всё новые и новые кольца. Охлаждение и взаимное тяготение частиц вело к дальнейшему сжатию колец, которые были неоднородными. В конечном итоге каждое неоднородное кольцо сгустилось в один газовый шар, вращающийся вокруг Солнца на том удалении, на котором отделилось газовое кольцо. Скорость вращения каждого шара равнялась скорости вращения атмосферы первичного Солнца в момент отделения соответствующего газового кольца. Поэтому, полагал Лаплас, кольца, отделившиеся позднее и находившиеся ближе к Солнцу, имели большую угловую скорость и малый период обращения. Так, время обращения Меркурия вокруг Солнца равно 88 сут, Венеры – 225 сут, Земли 0 около 365 сут., Урана – примерно 84 года. У Солнца период осевого вращения составляет 25 суток.

В ходе охлаждения молодых планет до их отвердевания происходил тот же процесс, при котором они образовались сами. Их охлаждение и сжатие привело к возникновению спутников планет. Как планеты, так и спутники, по Лапласу, должны были вращаться в ту же сторону, что и Солнце. Но такая система (центральное сгущения – Солнце, газовые кольца-планеты, их спутники) вращались

уже не как твёрдое тело и не с одинаковой скоростью, так как после отделения очередного кольца скорость оставшейся внутренней части туманности возрастала.

Возникновение вращения планет вокруг своей оси Лаплас объяснял подобно Канту: каждое газовое кольцо вращалось вокруг Солнца так, что его частицы за одно и то же время делали полный оборот вокруг Солнца. Это означает, что на внутреннем краю кольца частицы двигались медленнее, чем на внешнем, и поэтому внешние части как бы забегали вперёд относительно внутренних и приводили во вращение образующийся газовый шар. Постепенно начальная скорость вращения образующихся планет увеличивалась из-за сжатия при охлаждении.

Значение гипотезы Лапласа заключается в том, что он упрочил фундаментальную идею одновременности или хотя бы взаимосвязи процессов образования Земли, других планет и Солнца, идею эволюции мировых тел, их естественного и постоянного развития из простых форм материи в более сложные. Эта гипотеза показала, что Солнечная система является необходимым следствием действия законов во Вселенной в далёком прошлом и тем самым нет места случайности в образовании планет.

Гипотезы Канта и Лапласа долгое время пользовались большим успехом. Однако по мере накопления новых фактов о Солнечной системе, открытия множества малых планет (астероидов) и целого ряда спутников у больших планет гипотеза Канта и Лапласа постепенно теряли свои позиции.

Наиболее серьёзным возражением против гипотезы Лапласа является следующее. Около 98% момента количества движения Солнечной системы приходится на планеты и лишь около 2% – на Солнце. Поэтому возникает вопрос, каким образом произошло такое распределение момента количества? Следуя гипотезе Лапласа, в настоящее время Солнце должно было бы вращаться вокруг своей оси значительно быстрее, чем фактически наблюдается. Это означает, что

его момент количества движения должен быть больше, чем 2% момента количества движения Солнечной системы.

В 1917 г. появилась *гипотеза Джинса*, согласно которой Солнце когда-то испытало катастрофу от близкого контакта с другой звездой; планеты образовались из горячего вещества, вырванного из Солнца вследствие сильного гравитационного воздействия со стороны звезды, некогда промчавшейся поблизости от него.

Однако уже в 20-е годы XX века гипотеза Джинса стала подвергаться критике. Кроме того, утверждение об исключительности Солнечной системы во Вселенной сделало гипотезу несостоятельной со всех точек зрения.

Гипотеза Шмидта была опубликована в 1943 г. Изучив известные к тому времени закономерности Солнечной системы, Шмидт выдвинул предположение, согласно которому Земля и другие большие планеты образовались из гигантского облака космической пыли путём объединения множества холодных и твёрдых частиц вращающегося газово-пылевого облака, некогда окружавшего Солнце и прошедшего длительный закономерный процесс развития.

Шмидт показал, что допланетное газово-пылевое облако, окружающее Солнце, под влиянием вращения и столкновения частиц между собой начало быстро сплющиваться и затем превратилось в дискообразный плоский слой частиц, в центре которого находилось Солнце. Под влиянием сил взаимного притяжения в этом слое образовались местные сгущения частиц, которые впоследствии объединялись в более крупные сгустки. Укрупнившиеся сгущения постепенно увеличивались и с течением времени выросли в современные большие планеты Солнечной системы.

Находясь в поле взаимодействия сил притяжения Солнца и давления солнечного света, сгустки частиц облака распределились следующим образом: более тяжёлые, состоящие из тугоплавких веществ, остались на сравнительно небольшом расстоянии от Солнца и образовали затем плотные планеты земного типа, а

мелкие частицы пыли и газов удалились от Солнца и составили затем менее плотные планетные образования из водорода и его соединений с другими веществами (планеты-гиганты). Гипотеза Шмидта впервые дала научное объяснение различия планет по их составу и размерам.

В 50-е годы XX века советский астроном В.Г. Фесенков опубликовал гипотезу происхождения Солнечной системы с точки зрения рождения и эволюции звёзд. *Гипотеза Фесенкова* была выдвинута на основе изучения химического состава планет. Он пришёл к выводу о том, что чем больше масса планеты, тем она ближе по составу своего вещества к Солнцу. Однотипность солнечного и планетного вещества даёт основание полагать, что Солнце и планеты первоначально образовались из одной и той же среды. Поскольку возраст Солнца близок к возрасту Земли, то, как считал Фесенков, Солнце и планеты образовались одновременно в результате единого процесса, который представляет собой лишь разновидность процесса происхождения кратной звёздной системы из одной и той же исходной среды – некоторой газовой-пылевой туманности. Он полагал, что эта туманность вначале имела энергию вращения, не меньшую энергии вращения всей Солнечной системы.

В момент возникновения масса Солнца была примерно в 10 раз больше современной, при этом оно быстро вращалось вокруг своей оси. При своём быстром вращении Солнце оставило в экваториальной плоскости значительное количество вещества, из которого образовались планеты. В сплошном газовой-пылевом облаке, окружающем первичное Солнце, возникли местные плотные сгущения, которые, двигаясь в более разреженной окружающей среде, присоединяли частицы к своей массе. Орбиты сгущений с самого начала мало отличались от окружностей.

Возраст Земли и методы его определения

Космогонические гипотезы, геофизические, историко-геологические и другие исследования Земли позволяют разделить её историю развития на два этапа. Первый из них, *догеологический этап* (начальный, астрономический)

начинается со времени зарождения газово-пылевой туманности и заканчивается образованием первичной водной и воздушной оболочек Земли или временем появления земной коры. Второй, *геологический этап* (геологическое время в жизни Земли) – это история формирования земной коры. Он начинается с момента активного воздействия на поверхность Земли энергии Солнца, которая вместе с энергией природных вод и биологических организмов способствовала зарождению внешних (экзогенных) геологических процессов. Эти процессы вызывали непрерывные нарушения первичной земной коры и обуславливали накопление осадков. Их слои постепенно превращались в осадочные горные породы, которые вместе с магматическими породами при определённых условиях преобразовались в породы метаморфические. Одновременно с этим постоянные движения земной коры приводили к поднятию и опусканию огромных её участков, к смятию пластов горных пород в складки, к возникновению трещин в них, образованию гор, горных цепей (систем), огромных впадин и других форм рельефа. Подобные циклы эволюции земной коры вели к формированию её строения, состава и рельефа – к современному этапу её развития, к образованию нынешних континентов, морей и океанов. Развитие земной коры идёт непрерывно и продолжается в настоящее время.

При установлении возраста Земли в целом в качестве исходного материала используют метеориты. Продолжительность же геологического этапа в жизни Земли определяют по возрасту минералов и горных пород, слагающих земные толщи, имеющие слоистое строение. Каждый слой образовался за определённый промежуток времени. Поэтому суммарное время образования всех слоёв будет характеризовать возраст всей толщи – возраст земной коры.

Известно несколько методов определения возраста горных пород. Всё их многообразие можно объединить в две группы. Первая включает методы определения относительного возраста, вторая – абсолютного (абсолютное летоисчисление).

Методы определения относительного возраста горных пород являются приближёнными. Они первыми вошли в геологическую практику и фиксируют лишь последовательность образования пород, т.е. то, какие из них образовались раньше, а какие позже. Этими методами не определяют длительность образования пород в абсолютных единицах времени (год, тысячелетие, миллионы лет). К числу таких методов относятся стратиграфический, палеонтологический и петрографический.

Стратиграфический метод является наиболее простым и основан на изучении расположения слоёв горных пород в толще земной коры. Осадки как продукты выветривания накапливаются слоями, и поэтому нижний слой является более древним, чем слои, залегающие над ним. Такое расположение слоёв присуще зонам земной коры с ненарушенным залеганием отложений осадков, однако такое залегание могло часто нарушаться, при этом слои сминались в складки различной формы. В результате сравнительно молодые слои могли оказаться покрытыми слоями более древних пород и тем самым в вертикальном профиле нарушалась хронологическая последовательность отложений осадков. Поэтому в геологической практике наиболее широкое применение получил *палеонтологический метод*. Он основан на изучении органических остатков, встречающихся в виде окаменелости в осадочных породах.

Жизнь на Земле существует около 3.5 млрд лет. Всё это время органический мир развивается непрерывно и последовательно. Поэтому в слоях осадочных пород различного возраста встречаются остатки животного и растительного мира различных периодов развития Земли. Сравнение этих остатков между собой даёт возможность судить об относительном возрасте горных пород. Когда нет таких остатков, то другие, более тонкие методы позволяют найти так называемые химические ископаемые – сложные химические соединения, миллионы лет тому назад входившие в состав живых существ.

Петрографический метод основан на результатах сопоставления минерального состава, облика пород и условий их образования. Сходство пород по

этим и некоторым другим характеристикам позволяет считать их одновозрастными, хотя выходы таких пород на земную поверхность могут быть пространственно удалены друг от друга.

Все рассмотренные методы обычно используют в едином комплексе.

Методы определения абсолютного возраста горных пород основаны на изучении продуктов распада радиоактивных элементов горных пород. Они широко вошли в повседневную практику геологов. Радиоактивные элементы попадают в породы при их формировании и подвержены самопроизвольному распаду. При этом образуются новые химические элементы, которые другим путём не возникают. Определяя содержание радиоактивных элементов в горных породах и зная период полураспада каждого из них (от постоянен для каждого изотопа), можно по специальным формулам вычислить возраст породы.

Наиболее часто используют *свинцово-урано-ториевый, стронцевый, калий-аргоновый, радиоуглеродный* и некоторые другие изотопные методы, позволяющие расчётным путём определять возраст горных пород в определённом интервале времени. С помощью этих методов установлен возраст Земли, земной коры и отдельных её участков. Оказалось, что возраст Земли составляет около 4.55 ± 0.55 млрд лет, Солнечной системы – 4.8 млрд лет, земной коры – примерно 3.5 – 4 млрд лет. Возраст горных пород на отдельных участках земной коры очень различен. Так, наиболее древние породы о. Цейлон имеют возраст 540 млн лет, Калифорнии – 1700 млн лет, Южной Родезии – 2675 млн лет, Антарктиды – более 3.5 млрд лет.

Геохронологическая и стратиграфическая шкалы

На основании изучения геологических этапов в истории Земли, эволюции органического мира и времени формирования тех или иных горных пород, слагающих земную кору, были созданы стратиграфическая и геохронологическая шкалы. *Стратиграфическая шкала* показывает последовательность накопления толщ горных пород земной коры, *геохронологическая* – последовательность и соподчинённость основных этапов геологической истории Земли. Подразделения

обеих шкал для удобства их использования имеют одинаковые названия (табл. 1.2).

Согласно принятым в настоящее время геохронологическим подразделениям, геологическое время делится на два *эона* – фанерозой и криптозой. Эоны подразделяются на *эры*. Эрам по стратиграфической шкале соответствуют *группы пород*, имеющих такие же названия, как эры (архейская, протерозойская, палеозойская, мезозойская, кайнозойская). Две самые древние эры – архейская и протерозойская – входят в состав криптозоя, их часто объединяют под единым названием – *докембрий*, более молодые – палеозойская, мезозойская и кайнозойская – в состав фанерозоя. Эры подразделяются на более мелкие временные отрезки – *периоды* (им соответствуют *системы*). Периоды (системы) делятся на ещё более мелкие отрезки геологического времени – *эпохи* (им по стратиграфической шкале соответствуют *отделы*), эпохи (отделы) – на *века* (ярусы), века – на *времена* (соответственно ярусы – на зоны). Для более чёткого отделения стратиграфической шкалы от геохронологического названия отделов даны в порядке их следования (нижний, средний, верхний), а названия соответствующих им эпох – по времени наступления (ранняя, средняя, поздняя). В табл. 1.2 даётся также общепринятая индексация. Эры (группы) обозначают двумя большими буквами (например, протерозой – PR), периоды и системы – одной (девон – D), эпоха или отдел – цифрой у основания буквы (например, верхняя Пермь – P₂). Для составления геологических карт и разрезов и удобства их чтения, кроме индексов, принятых в геохронологической шкале, применяют цветовую окраску стратиграфических подразделений (например, отложения юрского возраста соответствует голубой цвет, каменноугольного – серый).

§ 1.2 Форма, размеры и движения Земли

Для понимания многих закономерностей строения и состава геосфер, формирования климата и теплового баланса Земли и познания целого ряда других

Таблица 1.2

Геохронологическая (стратиграфическая) шкала

Эон	Эра	Сис- тема	Отдел/Подотдел	Ярус	Возраст (млн лет)
Фанерозой	Кайнозойская KZ	Четвер- тичная Q	Голоценовый Q _h		0.01
			Плейстоценовый Q _p	Неоплейстоцен Q _н	0.80
				Эоплейстоцен Q _е	1.81
		Неогеновая N	Плиоценовый N ₂	Верхний N ₂ ³	2.58
				Средний N ₂ ²	
				Нижний N ₂ ¹	
			Миоценовый N ₁	Верхний N ₁ ³	5.33
				Мессинский N _{1mes}	7.25
				Тортонский N _{1tor}	11.61
				Сарравальский N _{1srv}	13.65
				Лангийский N _{1lan}	15.97
				Бурдигальский N _{1bur}	29.43
				Аквитанский N _{1aqt}	23.03
		Палеогеновая P	Олигоцен P ₃	Верхний P ₃ ²	Хаттский P _{3h}
				Нижний P ₃ ¹	Рюпельский P _{3r}
			Эоценовый P ₂	Верхний P ₂ ³	Приабонский P _{2p}
				Средний P ₂ ²	Бартонский P _{2b}
					Лютетский P _{2l}
				Нижний P ₂ ¹	Ипрский P _{2i}
			Палеоценовый P ₁	Верхний P ₁ ²	Танетский P _{1t}
					Зеландский P _{1sl}
					Датский P _{1d}
					65.5
	Мезозойская MZ	Меловая K	Верхний K ₂	Маастрихтский K _{2m}	70.6
				Кампанский K _{2km} (K _{2cp})	83.5
				Сантонский K _{2st}	85.8
				Коньякский K _{2k} (K _{2cn})	89.3
				Туронский K _{2t}	93.5
				Сеноманский K _{2s} (K _{2cm})	99.6
			Нижний K ₁	Альбский K _{1al}	112.0
				Аптский K _{1a}	125.0
				Барремский K _{1br}	130.0
				Готеривский K _{1g} (K _{1h})	136.4
				Валанжинский K _{1v}	140.2
				Бериасский K _{1b}	145.5
		Юрская J	Верхний J ₃	Титонский J _{3t}	150.8
				Кимериджский J _{3km}	155.7
				Оксфордский J _{3o}	161.2
			Средний J ₂	Келловейский J _{2k} (J _{2c})	164.7
				Батский J _{2bt}	167.7
				Байосский J _{2b}	171.6
				Ааленский J _{2a}	175.6
			Нижний J ₁	Тоарский J _{1t}	183.0
				Плинсбахский J _{1p}	189.6
				Синемюрский J _{1s}	196.5
		Триасовая T	Верхний T ₃	Геттангский J _{1g} (J _{1h})	199.6
				Рэтский T _{3r}	203.6
				Норийский T _{3n}	216.5
			Средний T ₂	Карнийский T _{2k}	228.0
				Ладинский T _{2l}	237.0
			Нижний T ₁	Анизийский T _{2a}	245.0
				Оленекский T _{1o}	249.7
				Индийский T _{1i}	251.0

Продолжение таблицы 1.2

Эон	Эра	Система	Отдел/Подотдел	Ярус	Возраст (млн лет)
Фанерозой	Палеозойская PZ	Пермская P	Татарский P ₃	Вятский P _{3v}	265.8
				Северодвинский P _{3s}	
			Биармийский P ₂	Уржумский P _{2ur}	268.0
				Казанский P _{2kz}	270.6
			Приуральский P ₁	Уфимский P _{1u}	275.6
				Кунгурский P _{1k}	
				Артинский P _{1ar}	
				Сакмарский P _{1s}	
				Ассельский P _{1a}	
				Ассельский P _{1a}	294.6
		Каменно-угольная C	Верхний C ₃	Гжельский C _{3g}	299.0
				Касимовский C _{3k}	303.9
			Средний C ₂	Московский C _{2m}	306.5
				Башкирский C _{2b}	311.7
			Нижний C ₁	Серпуховский C _{1s}	318.1
				Визейский C _{1v}	326.4
				Турнейский C _{1t}	345.3
				Турнейский C _{1t}	359.2
		Девонская D	Верхний D ₃	Фаменский D _{3fm}	374.5
				Франский D _{3f}	385.3
			Средний D ₂	Живетский D _{2zv} (D _{2g})	391.8
				Эйфельский D _{2ef}	397.5
			Нижний D ₁	Эмский D _{1e}	407.2
				Пражский D _{1p}	411.2
				Лохковский D _{1l}	416.0
				Лохковский D _{1l}	418.7
		Силурийская S	Верхний S ₂	Пржидольский S _{2p}	422.9
				Лудловский S _{2ld}	428.2
			Нижний S ₁	Венколский S _{1v} (S _{1w})	443.7
				Лландоверийский S _{1l}	443.7
		Ордовикская O	Верхний O ₃	Ашгиллский O _{3aš}	460.9
				Карадокский O _{3k}	
			Средний O ₂	Лланвиринский O _{2l}	471.8
				Аренгский O _{2a}	
		Кембрийская C	Нижний O ₁	Тремадовский O _{1t}	478.6
				Тремадовский O _{1t}	488.3
			Верхний C ₃	Батырбайский C _{3bt}	501.0
				Аксацкий C _{3ak}	
				Сакский C _{3s}	
				Аюсоканский C _{3as}	
			Средний C ₂	Майский C _{2m}	503.0
				Амгинский C _{2am}	510.0
			Нижний C ₁	Тойонский C _{1tn}	517.0
				Ботомский C _{1b}	
				Атдабанский C _{1at}	
				Томмотский C _{1t}	521.0 (542.0)

Окончание таблицы 1.2

Эон	Акро- тема	Эонотема	Эратема	Система		Возраст (млн лет)
Криптозой (докембрий)	Протерозойская PR	Верхнепротерозойская PR ₂	Рифейская RF	Вендская V	Верхний отдел V ₂	570-555
					Нижний отдел V ₁	600
						1030
						1350
						1650
		Карельская (Нижнепротерозойская PR ₁)				2100
						2500
	Архейская AR	Лопийская LP (Верхнелопийская)				2800
						3000
						3200
		Саамская SM (Нижнеархейская)				?

природных явлений планетарного масштаба важно иметь правильное представление о форме Земли, её геометрических размерах и параметрах различных движений.

Форма и размеры Земли

Первые представления о форме Земли базировались на чувственном восприятии; считалось, что она плоская, дискообразная, окружена мифической рекой Океан. В дальнейшем, в VI в. до н. э. были высказаны предположения о шарообразности Земли, а спустя три века Архимед ввёл понятие о сфероиде – поверхности, близкой по форме к сфере.

В конце III – начале II в. до н.э. Эратостен, который впервые вычислил разность географических широт Асуана и Александрии, определил размеры Земли, учитывая её шарообразность. Зная расстояние между указанными пунктами, он рассчитал, что радиус земного шага равен 6 311 000 м. Вплоть до XVII в. господствовало представление о Земле как о шаре с таким радиусом. С появлением более совершенных технических средств и методов триангуляционных работ начали проводиться уточнения размеров и формы Земли. Так, в 1669 – 1670 гг. французский астроном Пикар по измерениям длины дуги меридиана в $1^{\circ}22'55''$ вычислил, что радиус Земли составляет 6 371 692 м.

Данные Пикара и работа Коперника «Об обращении небесных сфер» (1543 г.) послужили основой для разработки Ньютоном в 1687 г. теорию фигуры Земли. Рассматривая суточное вращение Земли, Ньютон заключил, что «... фигура планеты при не очень быстром вращении должна принять форму эллипсоида вращения».

Земной эллипсоид вращения отличается от шара тем, что он сплюснут у полюсов, его меридианы представляют собой эллипсы, полярная и экваториальная полуоси имеют различную длину. Это означает, что кривизна дуги меридиана у полюсов меньше, чем у экватора. Данные фактических измерений объективно подтверждают указанное различие длины дуг меридиана (табл. 1.3).

Таблица 1.3

Длина дуги 1° меридиана

Географическая широта, °С	0	20	40	60	80
Длина дуги, 10^3 м	110.6	110.7	111.0	111.4	111.7

Эллипсоид вращения характеризуется большой экваториальной ($a_э$) и малой полярной (b) полуосями, а также полярным сжатием α :

$$\alpha = \frac{a_э - b}{a_э}. \quad (1.1)$$

Сжатие земного эллипсоида можно также выразить через силы вращения Земли и ускорение свободного падения:

$$\alpha = \frac{k\omega^2 d}{g_э}, \quad (1.2)$$

где k – коэффициент пропорциональности, зависящий от плотности Земли; ω – угловая скорость вращения Земли; d – радиус вращения; $g_э$ – ускорение свободного падения на экваторе.

В дальнейшем будет показано, что плотность всех геосфер по вертикали не остаётся постоянной, она неодинакова и в разных точках на одной и той же глубине (высоте). Неравномерное распределение суши и моря на земном шаре усиливает неравномерность пространственного распределения плотности Земли. Всё это свидетельствует о том, что на величину α влияют не только скорость осевого вращения Земли и её размеры, но и характер внутреннего строения планеты (степень её однородности). Изменение одной из компонент правых частей формул (1.1) и (1.2) вызывает изменение величины α .

Значение коэффициента k в формуле (1.2) заключены в некотором интервале. Первое крайнее значение этого интервала ($k = 1.25$) принято Ньютоном на основе предположения о равенстве плотности во всех точках твёрдого тела Земли, второе ($k = 0.50$) – Гюйгенсом при допущении, что вся масса Земли сосредоточена в её центре. В соответствии с указанными допущениями

$$1 / 230 > \alpha > 1 / 576$$

На протяжении XVIII – XIX вв. и первых десятилетий XX в. учёные различных стран проводили обширные работы по градусным измерениям на земной поверхности. В результате работ русских геофизиков Ф.Ф. Шуберта, В.Ф. Струве, советских учёных Ф.Н. Красовского, А.А. Изотова, А.Я. Орлова и некоторых других было установлено, что Земля не является ни шаром, ни двухосным эллипсоидом вращения, а больше всего по форме приближается к *трёхосному эллипсоиду вращения*. Этот эллипсоид отличается от обычного тем, что у него не только меридианы, но и экватор является эллипсом. В 1940 г. под руководством Красовского были вычислены элементы земного трёхосного эллипсоида. Его размеры таковы (рис. 1.1): $a_3 = 6378.245$ км, малая экваториальная полуось $a_1 = 6378.032$, $b = 6356.863$ км, $a_3 - b = 21.382$ км, $\alpha = 1:298.3$.

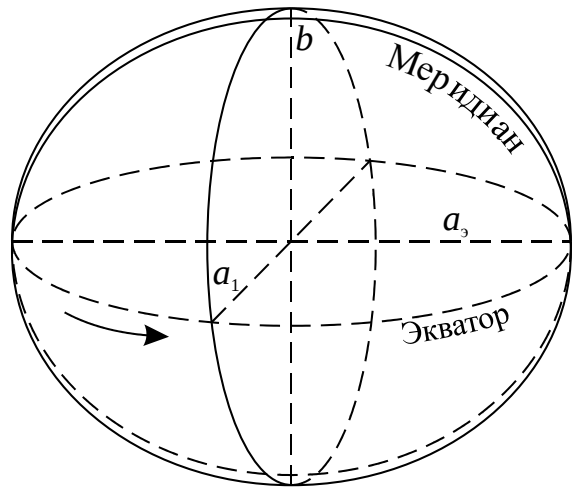


Рис. 1.1 Трёхосный эллипсоид вращения

Объём земного трёхосного эллипсоида и площадь его поверхности соответственно равны $1.083 \cdot 10^{21}$ м³ и $5.1 \cdot 10^{14}$ м², длина окружности меридиана составляет 40 008.548 км, радиус шара такого же объёма равен 6371.200 км. Экваториальное сжатие $\alpha_3 = \frac{a_3 - a_1}{a_3} = \frac{1}{30000}$. В нашей стране этот эллипсоид принят с 1946 г. для заданий системы координат и обработки геодезических измерений. Он носит название *эллипсоида Красовского*.

В последнее время на основе анализа движений ИСЗ, запущенных по полярным орбитам, найдено, что коэффициент k в формуле (1.2) равен 0.966. В соответствии с этим полярное сжатие Земли равно 1/298.25. Этим значением предпочитают пользоваться в настоящее время. Характерно, что результаты геодезических измерений практически не противоречат значению α , полученному по

спутниковым данным, однако результаты геодезических измерений систематически смещены от этого значения в одну сторону.

На основе многочисленных измерений Международный астрономический союз принял следующие значения элементов двухосного земного эллипсоида: экваториальная полуось 6378.160 км, полярная полуось 6356.789 км и сжатие 1:298.25.

Данные ИСЗ и наземные измерения показывают также, что Южное полушарие Земли более сжато, чем Северное. При этом земной трёхосный эллипсоид по форме ближе подходит к сердцевидной фигуре – *кардиоиду* – с осевой впадиной на Южном полюсе и выпуклостью на Северном.

Форма Земли не остаётся постоянной. Она изменяется под влиянием внешних и внутренних факторов. Основными из них являются изменения геометрических размеров, массы и скорости вращения Земли, а также внутреннего её строения. Точная оценка вклада каждого из этих факторов в изменение формы Земли представляет собой очень сложную проблему. Однако направленность изменения полярного сжатия может быть оценена уже сейчас.

Под влиянием приливного торможения Земли в системах Земля – Луна и Земля – Солнце полярное сжатие земного сфероида α убывает. На это, так называемое вековое, уменьшение α накладываются пульсационные колебания, обусловленные неустойчивостью внутренних слоёв нашей планеты. Характерно, что скорость изменения α в Северном и Южном полушариях неодинакова: в ходе векового уменьшения α Северное полушарие опережает Южное. Причиной этого является асимметричность сил вращения Земли, возникающая вследствие несимметричности Северного и Южного полушарий.

Несимметричность полушарий выражается в том, что в Северном по площади преобладают материки, в Южном – океаны, на Южном полюсе находится материк, на Северном – океан. Также различны геологическая история и состав вещества верхних слоёв твёрдого тела Земли обоих полушарий. Указанная несимметричность тормозит сжатие Северного полушария и ускоряет сжатие

Южного. Поэтому общее объёмное сжатие Южного полушария происходит быстрее, чем Северного, причём полярное сжатие Южного полушария растёт по сравнению с сжатием Северного, в результате возникает полярная асимметрия формы Земли.

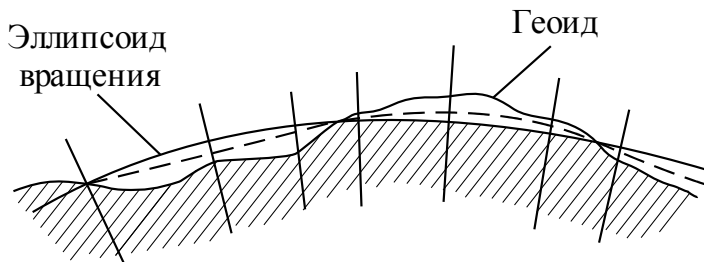


Рис. 1.2. Поверхность геоида и эллипсоида вращения

Если бы весь земной шар был покрыт неглубоким морем, то форма поверхности Земли полностью определялась бы гидростатическим равновесием воды под действием силы тяжести и сил, возникающих

из-за вращения Земли. Получающаяся при этом эквипотенциальная поверхность² носит название *геоида* (рис. 1.2). Под такой поверхностью понимается уровенная поверхность, совпадающая со средним уровнем Мирового океана и мысленно продолженная под материками. Поверхность геоида всюду перпендикулярна к направлению силы тяжести.

Рельеф поверхности материков (горные хребты, котловины и т.д.), как и сами материки, создаёт заметное отклонение реальной земной поверхности от геоида. Не в меньшей мере этому способствует неравномерное распределение твёрдых масс в теле Земли. В итоге форма геоида отличается от эллипсоида вращения, обычно принимаемого в геофизике за истинную форму Земли.

Поверхность геоида достаточно сложная и обычно всюду выпуклая в соответствии с выпуклостью поверхности Мирового океана. Она редко выступает над поверхностью сфероидов. Так, на экваторе отклонения геоида от сфероидов обычно составляют не более ± 100 м и лишь в отдельных случаях $+125$ и -140 м. Действительная поверхность Земли имеет весьма неправильную форму. Поэтому

² Эквипотенциальная поверхность – поверхность, во всех точках которой гравитационный потенциал постоянен.

в последнее время делаются попытки определить размеры общего земного эллипсоида, т.е. такого, центр которого совпадает с центром инерции Земли, ось – с осью вращения, а сумма квадратов отклонений точек поверхности от геоида минимальна. В этом смысле важнейшая роль принадлежит многоплановым измерениям с помощью ИСЗ.

Орбитальное движение Земли и её осевое вращение

Галактика вращается вокруг своей оси с неодинаковой угловой скоростью в различных точках системы: скорость возрастает по мере удаления от ядра системы к её периферии. Полный оборот на расстоянии Солнца от ядра Галактика совершает приблизительно за 180 млн лет, вращаясь со скоростью около $25 \cdot 10^4$ м/с. В этих движениях вместе с Солнцем участвует Земля как составная часть Солнечной системы.

Одновременно с этим Земля вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите с запада на восток (орбитальное движение). Эксцентриситет орбиты равен 0.017. Наиболее близкая к Солнцу точка земной орбиты называется *перигелием*, наиболее удалённая – *афелием*. Полный оборот вокруг Солнца наша планета совершает за 365 сут 5 ч 48 мин 46 с. Характерно, что на отдельных участках орбиты движение Земли происходит быстрее, чем на других. Первую половину своей орбиты планета проходит примерно за 186 сут (с 21 марта по 23 сентября), вторую – за 179 сут (с 23 сентября по 21 марта). Наибольших значений скорость орбитального движения достигает в перигелии, наименьших – в афелии. При средней, или так называемой круговой, скорости Земли, равной 29780 м/с, различие скоростей в перигелии и афелии составляет около 950 м/с.

Наряду с орбитальным движением Земля постоянно совершает вращательное движение вокруг своей оси. Такое вращение происходит также с запада на восток, полный оборот вокруг своей оси планета совершает за одни сутки (23 ч 56 мин 4 с) с угловой скоростью около $7.292166 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, или со средней линейной скоростью 465 м/с.

Продолжительность такого оборота (продолжительность суток τ) и угловая скорость ω меняются в течение года. Наибольших значений τ достигает в марте (τ_{III}), наименьших – в августе (τ_{VIII}). Разность $\tau_{III} - \tau_{VIII}$ приблизительно равна $25 \cdot 10^{-4}$ с. Относительное изменение угловой скорости между мартом и августом составляет около $2.8 \cdot 10^{-8}$. Значение τ зависит от солнечной активности: при её максимуме τ на 0.7 с больше, чем в период её минимума.

Главные доказательства осевого вращения Земли – это те явления на земном шаре, которые нельзя объяснить иначе, как этим движением. Так, выпуклость Земли в экваториальном поясе и сплюснутость её у полюсов могли возникнуть лишь при участии центробежной силы, развивающейся только при вращении тел. Под влиянием этого же движения возникает так называемое поворотное ускорение (ускорение Кориолиса), действием которого объясняется подмыв правого берега рек в Северном полушарии и левого – в Южном. Это же ускорение отклоняет от меридиана воздушные и морские течения с эффектом, прямо пропорциональным массе движущихся воздушных и водных масс.

Ярким доказательством осевого вращения Земли является известный опыт, поставленный Фуко в 1851 г. с физическим маятником. Опыт на законе механики, в силу которого всякое качающееся тело стремится сохранить плоскость своего качания при одном условии: на него не действует никакая другая сила, кроме силы тяжести.

Если длинный маятник подвесить на широте φ , то наблюдателю будет казаться, что со временем плоскость качания поворачивается вокруг вертикали данного места по часовой стрелке (в Южном полушарии – против часовой стрелки). В действительности же поворачивается не плоскость качания маятника (она остаётся неизменной), а Земля под маятником с запада на восток. Угловая скорость этого поворота ω_φ составляет $\omega \sin \varphi$ или примерно $7.292116 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. За одни сутки плоскость колебания маятника совершает кажущийся полный оборот колебания маятника совершает кажущийся полный оборот относительно поверхности Земли с угловой скоростью $\omega = 15^\circ$ за один час. Поэтому суточный поворот

составляет $24 \omega \sin \varphi$. Из выражения $\omega_\varphi = \omega \sin \varphi$ нетрудно видеть, что по мере продвижения от экватора к полюсам угловая скорость поворота возрастает соответственно от 0 до 15° за 1 ч. Это означает, что на любой промежуточной широте между 0 и 90° поворот горизонта больше, чем на экваторе, и меньше, чем на полюсе.

Другим важным доказательством осевого движения Земли является отклонение падающих тел к востоку в Северном и к западу – в Южном полушарии. Это связано с тем, что чем дальше находится точка от оси вращения Земли, тем больше её скорость вращения с запада на восток. Отклонение падающего тела к востоку x зависит от высоты падения z и географической широты φ следующим образом:

$$x = 0.22z\sqrt{z} \cos \varphi. \quad (1.3)$$

Скорости осевого вращения и движения Земли не остаются постоянными. *Изменения скорости осевого вращения* могут быть трёх типов: вековые, нерегулярные (скачкообразные) и периодические. *Вековые изменения* приводят к увеличению периода вращения Земли вокруг своей оси. В результате продолжительность суток, например, за последние 2000 лет возросла в средней на 0.0023 с в столетие. *Нерегулярные изменения* скорости могут удлинять или сокращать продолжительность суток до 0.004 с. *Периодические изменения* ведут к тому, что время осевого вращения Земли в течение года может различаться на ± 0.001 с.

Изменения скорости орбитального движения Земли и скорости её осевого вращения происходят под действием ряда причин. Они условно могут быть объединены в две группы – внутренние и внешние. К первым из них относятся те, которые обуславливаются колебанием момента инерции Земли.

Известно, что момент количества вращения I свободно вращающегося тела есть величина постоянная и представляет собой произведение момента инерции I' на угловую скорость ω . Для Земли

$$I = I' \omega = \kappa M \bar{R}^2 \left(1 + \frac{2}{3} \alpha \right) \omega, \quad (1.4)$$

где k – коэффициент, зависящий от структуры планеты (распределения плотностей горных пород по её радиусу) – так называемый структурный коэффициент³; M и $\bar{R}$ – соответственно масса и средний радиус Земли.

Значит, если I' будет уменьшаться (например, из-за уменьшения k и $\bar{R}$), то скорость вращения Земли возрастёт. Из исследований известно, что средняя интенсивность уменьшения земного радиуса составляет около 5 см за 100 лет, достигая в отдельные периоды 12 см. В то же время уменьшение величины $\bar{R}$ ведёт к уплотнению земных недр, т.е. к уменьшению коэффициента k . Это неизбежно способствует росту значений ω .

Уменьшение радиуса Земли происходит неравномерно. Это усиливает неустойчивостью механического и физико-механического состояния земных недр. Так, давление в центре Земли P_3 равно:

$$P_3 = \frac{f3M^3}{8\pi\bar{R}^2}, \quad (1.5)$$

где f – гравитационная постоянная.

Из формулы (1.5) видно, что небольшое уменьшение радиуса планеты сопровождается резким увеличением давления во всех слоях её недр. Это приводит к перетоку новых масс планеты в состав её ядра и его уплотнению. В итоге давление P_3 растёт, а объём планеты уменьшается. В целом из-за гравитационного сжатия и уменьшения земного радиуса наблюдается так называется *вековое ускорение вращения* планеты, составляющее в относительных единицах $1.4 \cdot 10^{-8}$ в столетие.

Наряду с внутренними причинами значительно большее влияние на изменения скорости орбитального движения и осевого вращения Земли оказывают внешние причины. В первую очередь к ним следует отнести приливное трение, воздушные течения и взаимодействие сезонной циркуляции атмосферы с поверхностью Земли. Сущность влияния заключается в следующем. В результате

³ Значение k заключено в пределах 0.400 (однородное распределение плотностей) – 0.133 (вся масса в центре). Для Земли в настоящее время структурный коэффициент принят равным 0.33.

влияния на Землю притяжений Луны и Солнца в океанах и морях образуются приливные волны. Они перемещаются в направлении, противоположном вращению планеты. Это приводит к уменьшению энергии вращательного движения Земли и тем самым к замедлению её вращения.

В земной атмосфере имеются постоянные воздушные течения, размеры которых сопоставимы с размерами материков. Скорости этих течений на высотах $(50 \dots 70) \cdot 10^3$ м в среднем составляют зимой около 100 м/с, летом 70 м/с. Причём в общем воздушные потоки в первом случае направлены с запада на восток, во втором – с востока на запад. В более низких слоях на высотах $(8 \dots 15) \cdot 10^3$ м скорость воздушных течений в среднем равна 40 – 60 м/с, они направлены с запада на восток. В результате трения воздушного потока о земную (водную) поверхность возникает тангенциальная сила, суммарное значение которой в приземном слое атмосферы может быть большим, тем самым она способствует замедлению вращения твёрдой оболочки Земли. В связи с тем, что воздушные течения характеризуются нестационарностью по скорости и частично по направлению, действие этой силы вызывает скачкообразные, непериодические изменения ω .

Большая роль в изменении скорости вращения нашей планеты принадлежит взаимодействию сезонной атмосферы циркуляции с поверхностью Земли. В Северном полушарии над материками обычно летом развиваются области низкого, зимой – высокого атмосферного давления. Это связано с большей нагреваемостью летом суши, чем моря, а зимой – наоборот. В результате «избыточные массы воздуха» скапливаются над сушей зимой, над морями и океанами летом. Совместно с особенностями пространственного распределения материков в обоих полушариях это вызывает периодические изменения скорости вращения Земли. Возможные напряжения от этих избыточных воздушных масс на поверхности Земли могут в сотни раз превосходить напряжения, требуемые для объяснения наблюдаемых сезонных колебаний продолжительности суток. Поэтому,

наряду с 11-летними и годовыми колебаниями скорости вращения Земли, связанными с солнечной активностью, могут существовать колебания, соответствующие разнообразным циклам погоды и имеющие период около 3 месяцев.

Геофизические следствия формы, размеров и движения Земли

Эллипсоидальность и неравномерное распределение масс внутри Земли оказывают влияние на движение ИСЗ и других летательных аппаратов, находящихся на больших расстояниях от земной поверхности. Это связано с тем, что силовая функция нормального поля притяжения к земному эллипсоиду в первом приближении есть сумма двух слагаемых. Одно из них – силовая функция центрального поля, другое – учитывает отличие фактического поля земного притяжения от центрального из-за полярного сжатия. При небольших удалениях от земной поверхности второе слагаемое способствует существенному смещению орбиты летательного аппарата.

Большую роль форма Земли играет в формировании закономерностей географической зональности и распределении солнечного тепла на земной поверхности. Например, солнечные лучи, падающие на Землю, образуют с ней в один и тот же момент в разных её точках различные углы, которые зависят от географической широты, высоты солнца над горизонтом и рельефа местности. Если принять, что при вертикальном падении лучей интенсивность прямой солнечной радиации в полдень равна $Q_{\text{п}}$, то при встрече с земной поверхностью под углом β эта интенсивность будет составлять $Q_{\text{п}} \sin \beta$. Причём если бы Земля была идеальным шаром, то углы β_i закономерно уменьшались бы от экватора к полюсам. При эллипсоидальной, а тем более при кардиоидальной её форме и при различии сжатия Северного и Южного полушарий эта закономерность изменений β_i существенно нарушается. Всё это вместе с изменением высоты Солнца над горизонтом во времени (сутки, сезон, год) существенно сказывается на поступлении солнечного тепла в различные точки географического меридиана.

Велика геофизическая роль размеров Земли. В первую очередь это относится к её массе M и радиусу R , которые определяют скорость v , необходимую

любому телу для преодоления земного притяжения ($v^2 = \frac{2fM}{R}$). Для Земли $v = 11.3$ км/с.

Орбитальное движение Земли также имеет целый ряд следствий. К их числу относятся смета времён года, обуславливающая изменения напряжения лучистого потока солнечного тепла в году и приводящая к так называемому *годовому ходу температуры*.

Другим следствием движения Земли вокруг Солнца является перемещение географических полюсов. Причина заключается в том, что при таком движении тело нашей планеты смещается относительно оси её вращения. Поэтому полюсы Земли в разное время совпадают с различными точками её поверхности и тем самым совершают периодические небольшие по амплитуде, но сложные по направлению и неравномерные по скорости движения.

Прямым следствием суточного вращения Земли является смена дня и ночи. Это сопровождается изменениями в течение суток целого ряда параметров геосфер. Например, температура воздуха обладает ярко выраженным суточным ходом, обычно с максимумом в середине дня и минимумом перед восходом Солнца. В полярных районах, где смена дня и ночи нет, температура воздуха за сутки почти не изменяется.

Осевое вращение Земли превращает приливные выступы в морях и океанах и в твёрдой оболочке Земли в приливную волну, которая как будто обходит вокруг планеты, перемещается навстречу её вращения и поэтому замедляет его. Из-за возникающего торможения увеличивается продолжительность суток и это ведёт к смене климата и других физико-географических условий. Кроме того, в результате замедления вращения уменьшается полярное сжатие Земли. Это сопровождается опусканием и сокращением материков в экваториальной области, поднятием и увеличением их площадей в полярных областях.

Важнейшими следствиями рассматриваемых движений Земли являются ритмические явления, которые представляют собой комплекс явлений, повторя-

ющихся во времени и развивающихся в одном направлении. Ритмы имеют различную продолжительность: от одних суток (суточный ритм – смена дня и ночи) до сезона (сезонный ритм – смена сезонов года) и нескольких десятков тысяч лет. Бывают ритмы большой продолжительности (21 тыс., 40 тыс. и 92 тыс. лет), они обусловлены изменениями наклона эклиптики (от $24^{\circ}36'$ до $21^{\circ}58'$). с ритмом в 40 тыс. лет связаны изменения климата планеты и её оледенения. Ритмы средней продолжительности (2-3, 5-6, 11, 22 и 90-90 лет) вызываются изменениями солнечной активности. Суточные и сезонные ритмы характерны для многих природных процессов (таяние ледников, физическое выветривание, суточный и годовой ход температуры сред геосфер и других климатических элементов, ледостав на водных объектах, их водность и др.).

ГЛАВА 2. СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ГЕОСФЕР

§ 2.1 Атмосфера

Происхождение атмосферы

Атмосфера – газовая оболочка Земли. Она представляет собой механическую связь газов, имеющих различное происхождение и неодинаковый возраст. Эта внешняя геосфера имеет длительную историю развития.

Первичная атмосфера по своему составу была совершенно иной, чем современная (вторичная) атмосфера. Она была восстановительной и представляла собой продукт выплавки и дегазации вещества земных недр. Это была смесь водорода (H_2), метана (CH_4), аммиака (NH_3), паров воды и некоторых сильных кислот. Присутствие в ней значительного содержания углекислого газа (CO_2) сомнительно. Об этом свидетельствуют следы больших оледенений в древнейших слоях Земли.

Все газы первичной (бескислородной) атмосферы, входящие в современную атмосферу, выделялись из глубин Земли постепенно, в течение значительной части геологической истории нашей планеты или были преобразованы в самой атмосфере в результате дегазации. Большая часть газов земной коры (CH_4 ,

N_2 с примесями H_2S и Ar) и мантии (H_2 , SO_2 , H_2S и даже HCl и HF) вступали в реакцию с водой и минералами коры, некоторая часть молекул этих газов расщеплялась под действием солнечной радиации. Газы выходили на земную поверхность при вулканических процессах по крупным разломам земной коры, медленно просачивались во внешнее пространство через рыхлые и пористые породы. Поля тяготения Земли удерживало вышедшие из земных недр газы, которые соединялись между собой при различных химических реакциях. Постепенно плотность первичной атмосферы повышалась за счёт непрерывной дегазации земных недр. Бóльшая часть водяных паров конденсировалась и выпадала на Землю, меньшая – оставалась в газообразном состоянии над земной поверхностью. Лишь очень лёгкие газы (H_2 , He) рассеивались в космосе, а инертный аргон накапливался в атмосфере. Некоторая часть газов (He , Ar) образовалась ядерным путём при распаде радиоактивных элементов. Позднее, около $3.5 \cdot 10^9$ лет назад, атмосфера стала азотно-аммиачно-углекислой, в ней содержание CO_2 достигало уже 50-60%.

В дальнейшем, в раннем протерозое (2.6 – 1.9 млрд лет назад) происходило изменение состава первичной атмосферы в результате процессов гидратации океанической коры океаническими водами. С этого времени начал действовать мощный механизм связывания CO_2 в карбонатах, а его парциальное давление в атмосфере начало уменьшаться. Из рифтовых зон срединно-океанических хребтов как «поставщиков» свежих горных пород на земную поверхность в открытый океан в массовом количестве начали поступать и отлагаться мощные толщи карбонатных пород. Эти породы связали в себе весь тот CO_2 , который перед тем накопился в первичной архейской атмосфере (3.5 – 2.6 млрд лет назад). Одновременно с карбонатами из рифтовых зон выносилось двухвалентное железо, которое на мелководье постепенно окислялось до трёхвалентного, усиленно поглощавшего кислород, вырабатываемый микроводорослями. Поэтому в докембрийскую эпоху атмосфера Земли имела очень низкое парциальное давление кислорода. Лишь после полного исчезновения свободного железа в мантии, на рубеже

протерозоя и фанерозоя (570 млн лет назад), кислород начал накапливаться в атмосфере.

Свободный кислород, выделяемый из земных недр, практически весь затрачивался на окисление некоторых металлов верхней толщи Земли и на окисление CH_4 , NH_3 , H_2S . Другим, очень слабым источником образования кислорода был распад молекул воды на составные части под воздействием ультрафиолетовых лучей Солнца в верхних слоях воздушной оболочки Земли. Основная же масса кислорода образовывалась при разложении CO_2 в процессе фотосинтеза, в ходе которого выделялся свободный кислород O_2 . По некоторым данным уже в архейскую эпоху начался фотосинтез, развитие которого приводило к возрастанию содержания O_2 особенно за счёт такого источника, каким является морской фитопланктон. Другими словами, образование кислорода связано с появлением жизни на Земле, с образованием вначале микроскопических, а затем и крупных растений. По мнению многих учёных, биосфера и масса органического вещества в ней постепенно увеличивалась. Это происходило, видимо, из-за аккумуляции живыми организмами продуктов эволюции первично вулканической воды и газов.

Появление кислорода в первичной земной атмосфере резко изменило её состав: CH_4 и NH_3 окислялись до CO_2 и N_2 . Но CO_2 не накапливался в атмосфере, он поглощался океаном, растворяясь в его водах, связываясь в живых организмах морей и осаждаясь в виде угольной кислоты H_2CO_3 , способствуя образованию известковых толщ. Постепенно в атмосфере Земли стали преобладать N_2 и постоянно расходуемый и воспроизводимый O_2 . Так, около 200 млн лет назад сформировалась современная *вторичная атмосфера*, в которой преобладает N_2 . Из современной атмосферы N_2 частично возвращается в недра Земли в виде ряда нитратов, особенно натрия (NaNO_3) и калия (KNO_3). Но эти расходы атмосферного азота невелики: его больше поступает в атмосферу, чем расходуется. Более 500 млн лет назад в первичной атмосфере Земли масса кислорода составляла около 33% его современной массы и постепенно увеличивалась. Этот рост был

неравномерным. По некоторым данным, первое резкое повышение содержания кислорода произошло в девоне-карбоне (350 – 300 млн лет назад). В это время его в атмосфере было столько же, сколько во вторичной атмосфере. Затем содержание кислорода постепенно уменьшалось, и в триасе (около 200 млн лет назад) его количество стало таким же, каким оно было в начале фанерозоя. второе резкое повышение массы кислорода произошло в середине мезозойской эры (примерно 150 млн лет назад).

Третичная атмосфера может возникнуть постепенно путём эволюции вторичной атмосферы. С течением длительного времени в ней будут накапливаться азот, аргон, уменьшаться содержание кислорода из-за остывания Земли. По-видимому, третичная атмосфера будет состоять из азота, аргона и, возможно, углекислого газа.

Форма, размеры и строение атмосферы

Подобно твёрдому телу Земли, его воздушная оболочка не представляет из себя идеальной сферы. Форма атмосферы несимметрична относительно центра тяжести Земли. В центре эклиптики атмосфера имеет выступ в направлении, противоположном Солнцу. Этот выступ представляет собой светящееся скопление азота и кислорода, уходящих из атмосферы в сторону, противоположную Солнцу. Длина выступа («газового хвоста» Земли) около $120 \cdot 10^6$ м. В связи с этим по форме атмосфера Земли близка к эллипсоиду вращения, большая полуось которого в 1.2 раза больше малой полуоси.

Масса атмосферы, оцениваемая с учётом особенностей рельефа Земли и распределения температуры по её поверхности, составляет $5.27 \cdot 10^{18}$ кг. В тёплый период года она больше, чем в холодный, примерно на 10^{10} кг. Это обусловлено активизацией биологических процессов, сопровождаемых выделением газов. В результате планетарного тепло- и массообмена масса атмосферы имеет сезонное перераспределение. В период с января по июль из Северного полушария переходит в Южное около $4 \cdot 10^{15}$ кг воздуха. Во время муссонных тропических ветров во вторую половину года около 0.078% массы атмосферы совершает обратный

путь из Южного полушария в Северное. Масса атмосферы распределена по высоте неравномерно: около 50% её сосредоточено в нижнем 5-километровом слое, 75% – до высоты 10 км, 90% – до 16 км, 95% – до 20 км, около 99% находится в нижнем 30-километровом слое.

Нижней границей атмосферы является поверхность материков и океанов. Верхнюю границу атмосферы точно определить сложно. О наличии газовой оболочки Земли судят по плотности атмосферного воздуха ρ (кг/м³). У поверхности Земли $\rho \approx 1.24 \dots 1.30$ кг/м³. С высотой значения ρ монотонно уменьшаются и не высоте 60 – 70 тыс. км над земной поверхностью постепенно приближаются к плотности межпланетной среды (10^{-21} кг/м³). На таком удалении от земной поверхности существует не собственно воздушная оболочка, а отдельные молекулы и атомы, имеющие длину свободного пробега в тысячи километров. Наблюдения за торможением ИСЗ, полёты космических кораблей, летающих зондов показывают, что атмосфера простирается до высоты 3000 км.

Важнейшими характеристиками физического состояния атмосферы являются, кроме плотности, атмосферное давление, температура и влажность воздуха, содержание твёрдых и жидких примесей. Все эти характеристики изменяются как по вертикали (по мере подъёма от земной поверхности к верхней границе атмосферы), так и по горизонтали (при движении по широте или долготе), причём наиболее резкие изменения наблюдаются в вертикальном направлении.

Подобные данные о пространственных изменениях других характеристик физического состояния атмосферы свидетельствуют о том, что она является более неоднородной средой по вертикали, чем по горизонтали. В вертикальном направлении в атмосфере можно выделить слои, в пределах которых либо однотипны (одинакового знака) изменения физических характеристик, либо воздух однороден по своему газовому составу.

В настоящее время по вертикали атмосферу делят по следующим четырём признакам: термическому режиму (изменение или распределение температуры с

высотой), составу атмосферного воздуха, взаимодействию атмосферы с земной поверхностью, влиянию атмосферы на летательные аппараты.

Выделяемые слои атмосферы по каждому признаку и их средние границы представлены в табл. 2.1. Границы основных слоёв не остаются постоянными, они изменяются главным образом в зависимости от широты места и времени года. Особенно это относится к *слоям атмосферы, выделяемым по условиям распределения температуры*. Так, толщина тропосферы изменяется от 16-18 км над экватором до 8-10 км, а иногда до 6 км в полярных широтах.

Тропосфера является важнейшим слоем атмосферы, где происходят различные метеорологические явления. Это наиболее плотный и неоднородный по вертикали и горизонтали слой воздушной оболочки земного шара. Здесь сосредоточено до 79% всей массы атмосферы в умеренных и до 90% – в низких широтах. В зависимости от изменчивости основных характеристик физического состояния атмосферного воздуха по вертикали тропосферу принято разделять на три слоя:

- *нижнюю тропосферу (пограничный слой)* высотой до 1.0 – 1.5 км;
- *среднюю тропосферу* с границами в среднем от 1.0 – 1.5 до 6.0 – 8.0 км;
- *верхнюю тропосферу* – от 6.0 – 8.0 до 11 км.

Толщина и граница этих слоёв могут периодически изменяться.

Вертикальное распределение температуры воздуха ϑ в отдельных слоях атмосферы оценивается так называемым *вертикальным градиентом температуры* $\gamma = -\frac{\partial \vartheta}{\partial z}$, характеризующим изменение температуры с высотой на единицу расстояния по вертикали z . Для тропосферы характерно падение температуры с высотой ($\gamma > 0$), которое в среднем составляет 0.65°C на 100 м подъёма. Значения γ зависят от ряда условий, главными из которых являются распределение по земной поверхности (земля, вода, снег, лёд и т.д.). В силу различий указанных условий значения γ в каждый момент времени в различных точках земного шара могут различаться даже на десятки градусов на 100 м высоты.

Таблица 2.1

Основные признаки деления атмосферы

Признаки деления атмосферы	Слой атмосферы	Средняя высота нижней и верхней границ слоя, км
Вертикальное распределение температуры	Тропосфера	0 – 11
	Стратосфера	11 – 50
	Мезосфера	50 – 90
	Термосфера	90 – 450
	Экзосфера	Выше 450
Состав атмосферного воздуха:		
соотношение газов	Гомосфера	0 – 95
	Гетеросфера	Выше 95
концентрация ионов	Атмосфера	0 – 50 (60)
	Ионосфера	Выше 50 (60)
Взаимодействие атмосферы с земной поверхностью	Пограничный слой (слой трения)	0 – 1 (1.5)
	Свободная атмосфера	Выше 1.0 (1.5)
Влияние на летательные аппараты	Плотные слои (атмосфера)	0 – 150
	Околоземное космическое пространство	Выше 150

В *стратосфере* вертикальное распределение температуры характеризуется относительным её постоянством до высоты 25 – 30 км ($\gamma < 0$). Постоянство температуры наиболее характерно для умеренных широт, увеличение – для низких экваториальных и тропических широт. Другая особенность стратосферы заключается в том, что в слое 30 – 50 км обнаруживается область прогрессивного повышения температуры с высотой. Так, в средних широтах на высоте 30 км в среднем $\vartheta = 55^{\circ}\text{C}$, а на высоте 50 км температура достигает 77°C . Такая высокая

температура (77°C) отражает высокую среднюю скорость движения газовых молекул, а не физиологически ощутимое тепло.

Вертикальное распределение температуры в *мезосфере* характеризуется резким падением с высотой ($\gamma > 0$). Так, на высоте 55 – 60 км средняя температура близка к 0°C . На верхней границе мезосферы температура воздуха летом в умеренных и высоких широтах составляет около $-80 \dots -90^{\circ}\text{C}$, зимой – около $-40 \dots -50^{\circ}\text{C}$.

В *термосфере* под влиянием поглощения атомарным кислородом и азотом коротковолновой радиации Солнца температура с высотой растёт ($\gamma < 0$). Это же ($\gamma < 0$) характерно и для *экзосферы*.

В горизонтальном направлении изменения температуры в отдельных слоях атмосферы неодинаковы как по числовому значению, так и по направлению. Применительно к тропосфере такие изменения температуры имеют три наиболее существенные особенности. Первая из них заключается в неуклонном понижении температуры от экватора к полюсам, причём различие в температуре между полярными и экваториальными областями $\Delta\vartheta$ изменяется в течение года, сезона и более коротких периодов. Неодинаковы значения $\Delta\vartheta$ ($\approx 68^{\circ}\text{C}$) достигает у земной поверхности в январе, наименьших ($\approx 29^{\circ}\text{C}$) – в июле. Самая высокая температура (термический экватор) наблюдается в зоне широт $20 - 25^{\circ}\text{C}$ летнего полушария. Другая особенность заключается в различии температурного градиента между смежными широтами. Третьей особенностью является то, что на всех параллелях Южного полушария в среднем за год холоднее, чем на соответствующих параллелях Северного полушария.

Таким образом, сопоставление изменений температуры атмосферного воздуха по вертикали и по горизонтали показывает, что наибольших значений градиент температуры достигает в вертикальном направлении. Это обуславливает слоистое строение атмосферы по высоте. В пределах каждого слоя распределе-

ние температуры по вертикали практически однотипное. Между основными слоями переходные слои, которые носят названия *тропопаузы*, *стратопазы*, *мезопазы* и *термопаузы*.

Разделение атмосферы по составу воздуха обусловлено рядом обстоятельств. ИСЗ, межпланетные станции, ракетное зондирование, изучение спектров полярных сияний и воздушных свечений позволило установить, что во всём нижнем 95 – 100-километровом слое атмосферы относительный процентный состав (кроме тяжёлых газов Ar и CO₂) практически постоянен. В этом слое, называемым *гемосферой*, не наблюдается систематичностью (в одну сторону) изменения состава воздуха. Если и наблюдаются колебания содержания тех или иных химических элементов, то они носят случайный характер, вызванный временными и пространственными флюктуациями газов. Газы находятся в молекулярном состоянии. Средняя относительная молекулярная масса воздуха с высотой почти не изменяется и равна 28.966. Такое постоянство состава атмосферы объясняется интенсивным перемешиванием воздушных масс. Именно поэтому не происходит гравитационного разделения газовых молекул по их массам.

Верхние слои атмосферы, на высотах более 95 – 100 км, слабо защищены от космического воздействия. Ультрафиолетовое излучение Солнца поглощается кислородом. Это приводит к распаду молекул кислорода на атомы, и уже на высоте более 200 км почти весь кислород (98%) находится в атомарном состоянии. Наряду с ним появляется атомарный азот. Кроме того, на этих высотах происходит гравитационное разделение газов. Причём чем выше от земной поверхности, тем меньше период разделения молекулярного азота и атомарного кислорода и меньше частиц этих газов содержится в единице объёма воздуха. Если в слое 0 – 90 км преобладающим газом является азот, то на высоте 300 – 1000 км – атомарный кислород с небольшой примесью азота. Вследствие этого относительная молекулярная масса воздуха с высотой уменьшается и на высоте более 500 км приближается к 16.0. С высоты 95 – 100 км слой атмосферы носит название *гетеросферы*.

Выше 60 км атмосфера сплошь ионизирована, в ней содержится большое количество электрически заряженных частиц – ионов. Этот слой атмосферы носит название *ионосферы*. В ней концентрация электрически заряженных частиц с высотой над земной поверхностью растёт примерно до уровня 300 км, а в дальнейшем медленно уменьшается. Характерной особенностью ионосферы является также и то, что в ней на отдельных высотах наблюдаются области повышенной концентрации ионов. Эти области обозначаются латинскими буквами *D*, *E* и *F*, и в них концентрации ионов меняются от сезона к сезону. Состав ионов не остаётся постоянным, он зависит от времени суток и широты. В дневное время на высоте 225 – 1000 км в ионосфере преобладают ионы атомарного кислорода.

Наряду с областями *D*, *E* и *F* в ионосфере имеются зоны, где концентрация ионов сильно отличается от их концентрации в окружающей среде. Эти зоны – ионные облака – имеют самые различные размеры (от десятков метров до тысяч километров) и находятся в постоянном движении.

Деление атмосферы на *пограничный слой* и *свободную атмосферу* связано с большим возмущающим влиянием рельефа земной поверхности на характер движения воздуха и с временными изменениями метеорологических величин. В пограничном слое сила трения значительна и поэтому скорость воздушного потока с высотой растёт до некоторого значения, практически равного скорости невозмущённого потока. Направление ветра с высотой смещается вправо. Здесь обнаруживается чётко выраженный суточный и годовой ход метеорологических величин. На высоте более 1 – 1.5 км над земной поверхностью атмосфера свободна от влияния рельефа местности. Здесь силами турбулентного трения в первом приближении можно пренебречь.

Деление атмосферы на *плотные слои* и *околоземное космическое пространство* является условным. Оно связано с влиянием газовой среды на условия полёта летательных аппаратов. В плотных слоях атмосферы сопротивление атмосферного воздуха настолько велико, что летательный аппарат с выключен-

ной двигательной установкой быстро теряет скорость. Поэтому он не может совершать полный оборот вокруг Земли. На высоте более 150 км плотность атмосферы резко снижается и летательный аппарат может сделать не менее одного оборота вокруг Земли при выключенной двигательной установке.

Химический состав атмосферы и его динамика

Известно, что атмосферный воздух у земной поверхности представляет собой смесь газов, основными из которых является азот (N_2) и кислород (O_2). Сухой и чистый атмосферный воздух вблизи земной поверхности имеет химический состав, приведённый в табл. 2.2. Свободного кислорода в атмосфере содержится примерно $1.5 \cdot 10^{18}$ кг, азота – около $4 \cdot 10^{18}$ кг. На долю остальных восьми химических элементов по объёму приходится менее 1%.

Наряду с указанными газами в реальной атмосфере содержатся: водяной пар, аммиак (NH_3), перекись водорода (H_2O_2), йод (I) и метан (CH_4). Кроме указанных газов и химических соединений в атмосфере, особенно в тропосфере, имеются промышленные газы (сернистый газ, фтористый водород), продукты конденсации водяного пара, частицы различных солей, пыли, продукты горения, пыльца растений, различные бактерии и т.д.

В начале второго периода изучения состава атмосферного воздуха для исследования атмосферы стали использовать метеорологические и геофизические ракеты, радио- и спектральные методы. Именно тогда было установлено, что не только в тропосфере, но и в мезосфере наблюдается относительно постоянное соотношение между содержанием основных газов в атмосфере. Было также выявлено преобладание гелия начиная с высоты 600 км и вплоть до 1500 – 1600 км, водорода – выше 2000 – 3000 км. Так постепенно атмосфера Земли переходит в межпланетный газ, в основной своей массе состоящей из водорода (около 76%) и гелия (примерно 23%).

Таблица 2.2

Химический состав сухого воздуха⁴

Газ	Содержание в единице объёма, %	Относительная молекулярная масса (по углеродной шкале)	Плотность по отношению к воздуху
Азот	78.084	28.0134	0.967
Кислород	20.946	31.9984	1.105
Аргон	0.934	39.9984	1.379
Углекислый газ	0.033	44.00995	1.529
Неон	$1.818 \cdot 10^{-3}$	20.183	0.695
Гелий	$5.239 \cdot 10^{-4}$	4.0026	0.138
Криптон	$1.14 \cdot 10^{-4}$	83.800	2.868
Водород	$5 \cdot 10^{-5}$	2.01594	0.070
Ксенон	$8.7 \cdot 10^{-5}$	131.300	4.524
Озон	$10^{-5} - 10^{-6}$	47.9982	1.624
Сухой воздух		28.9645	1.000

Геофизическая роль некоторых составных частей атмосферного воздуха

Из всех химических элементов и газов атмосферного воздуха важнейшая биологическая и геофизическая роль принадлежит азоту, кислороду, водяному пару, углекислому газу и озону.

Азот является главной составной частью атмосферного воздуха. В виде сложных органических соединений – белковых веществ – азот входит в состав тела каждого растения и животного. Без белка нет земной жизни, а так как азот является неотъемлемой составной частью белка, совершенно ясно, какая важная роль принадлежит этому химическому элементу.

Кислород – самый распространённый на Земле химический элемент. В свободном состоянии он находится в атмосферном воздухе – 23.2% по массе. В связанном виде кислород входит в состав воды, различных минералов, горных пород, растений и животных. Основным источником его поступления в атмосферу –

⁴ Сухой воздух – это смесь газов без водяного пара.

процесс фотосинтеза. Растения ежегодно «поставляют» $2 \cdot 10^{17}$ кг кислорода. Расходуется он на дыхание растений и животных, на окисление минералов и газов, поступающих из земных недр. В целом ежегодный прирост кислорода составляет $3 \cdot 10^{10}$ кг, что составляет 0.015% его содержания в атмосфере.

Содержание кислорода в современной атмосфере относительно стабильно. Эта относительность связана с тем, что кислород атмосферного воздуха безвозвратно расходуется на процессы горения. Такой дополнительный расход кислорода в настоящее время достиг огромных размеров.

Израсходованный кислород перешёл в связанную форму. Часть его соединилась с углеродом, и образовался углекислый газ, а часть – с водородом и возвратилась в атмосферу в виде водяного пара.

Земная атмосфера практически не удерживает тепло на поверхности планеты. Однако даже незначительное количество в атмосфере некоторых газов способствует повышению её температуры. Такая определяющая роль принадлежит водяному пару, углекислому газу и озону.

Водяной пар поступает в атмосферу при процессах испарения с поверхности океанов и морей, водных объектов суши, почвогрунтов и растительности. Ежегодно испаряется около $577 \cdot 10^3$ км³ воды, причём почти 86% этого количества – с поверхности океанов и морей. Среднее содержание влаги в атмосфере составляет около $14 \cdot 10^3$ км³. Оно колеблется в зависимости от характера подстилающей поверхности и температуры в пределах 0.01 – 4.0% по объёму у поверхности Земли. Чем выше температура воздуха, тем больше абсолютное содержание водяного пара в воздухе из-за более интенсивного испарения. Так как основная масса влаги поступает в атмосферу при испарении с океанов и морей, то содержание в ней водяного пара над их поверхностью всегда больше, чем над материками. Главная масса водяного пара сосредоточена в нижних слоях атмосферы до высоты 2-3 км. По мере удаления от источников испарения его количество уменьшается. Это означает, что содержание водяного пара уменьшается

с высотой и по мере продвижения в глубь материков. При очень низкой температуре воздуха над материками количество водяного пара приближается к нулю и может достигать 4% по объёму при высокой температуре над океанами. Наибольших значений содержание водяного пара достигает в тёплом поясе Земли (между 30° с. ш. и 30° ю. ш.). Отсюда оно убывает к полюсам. Не остаётся постоянным содержание водяного пара в атмосфере во времени. Максимум абсолютной влажности воздуха наблюдается в самый тёплый месяц, минимум – в самый холодный.

Водяной пар играет большую роль в ряде атмосферных процессов. В результате конденсации или кристаллизации водяного пара образуются туманы или облака. С водяным паром связано образование осадков и гроз, выделение и поглощение тепла при фазовых переходах воды. Парообразная вода является теплоносителем и играет существенную роль в энергобалансе Земли.

Другая важная роль водяного пара атмосферы заключается в том, что он способствует отоплению земной поверхности. Он обладает высокой поглотительной способностью в отношении длинноволнового излучения Земли – почти полностью поглощает тепловое излучение с длинами волн более 20 мк. Поэтому до 60% всего длинноволнового излучения поверхности Земли водяной пар задерживает и тем самым способствует отоплению Земли.

Содержание *углекислого газа* по объёму в атмосферном воздухе в среднем колеблется всего от 0.02 до 0.04%. Это бесцветный газ, примерно в 1.5 раза тяжелее воздуха. Количество углекислого газа в атмосфере не остаётся постоянным. Это обусловлено рядом причин, главными из которых являются особенности распределения в пространстве основных источников его пополнения и расходования.

Углекислый газ постоянно образуется в периоде при различных процессах окисления органических веществ (гниение растительных и животных остатков), сжигании топлива, дыхании и т.д. В больших количествах он выделяется из тре-

щин земной коры, при вулканических извержениях, из воды минеральных источников, а также при работе промышленных (особенно химических) предприятий, автотранспорта и т.д. Расходование CO_2 из атмосферы происходит за счёт использования его растениями для обеспечения своей жизнедеятельности. В силу того, что фотосинтез происходит только на свету, наибольшее расходование углекислого газа происходит в светлое время суток. В ночное время содержание CO_2 в приземном слое атмосферы возрастает на 15 – 20% по сравнению со средними суточными значениями. Огромное количество углекислого газа поглощается океанами с образованием в их воде карбонатов. Поэтому океаны поддерживают равновесие CO_2 в атмосфере. Не остаётся постоянным содержание CO_2 и в отдельные периоды.

В силу указанных причин вертикальное и горизонтальное распределение CO_2 над материками и океанами, над участками с растительностью и без неё неодинаково. В целом основная концентрация CO_2 обнаруживается на высоте 1 – 2 км над сушей и 0.5 – 2.0 км над океанами. На высоте 3 – 4 км содержание CO_2 становится значительно меньше. Над поверхностью морей и особенно океанов в среднем содержание CO_2 по объёму не более 0.012 – 0.015%, а в городах, промышленных центрах и районах вулканической деятельности нередко приближается к 0.04%.

Озон (O_3) атмосферы Земли образуется под влиянием расщепляющего воздействия ультрафиолетового излучения Солнца на молекулы O_2 . Последние распадаются на атомы, которые затем присоединяются к нерасщеплённым молекулам O_2 . Вертикальное и горизонтальное распределение озона в атмосфере очень сложное и изменяется в зависимости от ряда условий. Большая его часть образуется в зоне между 30° с. ш. и 30° ю. ш. Для Земли в целом среднее содержание озона оценивается в $3.359 \cdot 10^{12}$ кг, что соответствует равномерному распределению его по всей Земле в виде слоя толщиной 0.302 см. По высоте распределение озона характеризуется тем, что около 60% всей его массы обнаруживается в слое

20-25 км. Выше и ниже этого слоя его концентрация убывает, и на высоте 55 – 60 км его содержание ничтожно мало.

Роль озона чрезвычайно велика. Он почти полностью задерживает губительное для живых организмов коротковолновое ультрафиолетовое излучение Солнца. Кроме того, озон поглощает часть ультрафиолетового солнечного излучения и теплового излучения Земли. Поэтому он способствует нагреванию атмосферы.

Немаловажную роль в атмосферных процессах играют тонкие минеральные частицы, содержащиеся в воздухе, частицы дыма и соли, продукты сгорания метеоритов, вулканической пыли и пр. Все эти составные части атмосферной пыли ослабляют солнечную радиацию и в значительной своей массе являются так называемыми ядрами конденсации, на которых происходит образование водных капель облаков и туманов в атмосфере.

§ 2.2 Гидросфера

Составные части гидросферы и её происхождение

Гидросфера – водная оболочка Земли. Из общей площади земной поверхности 70.8% покрыто водами морей и океанов, представляющими собой непрерывную водную среду, называемую *Мировым океаном*. Кроме него в гидросферу включают поверхностные воды суши (реки, озёра, болота, ледники и вечные снега) и влагу атмосферы. Во всех этих частях гидросферы вода находится в жидком, твёрдом и газообразном состояниях. В гидросферу входят также подземные воды, которые представлены свободными гравитационными водами и водами, физически и химически связанными в минералах и горных породах.

В атмосфере содержание воды незначительно – менее 0.001% её запаса в гидросфере. Поэтому за *верхнюю границу гидросферы* принимают поверхность Мирового океана и водных объектов суши. Сложнее решается вопрос о нижней границе гидросферы: всё определяется тем, какую часть подземных вод включать в водную оболочку Земли. Исследования многих учёных показали, что

единство природных вод проявляется в их круговороте, т.е. в процессе водообмена Мирового океана, материков и атмосферы. Объем подземных вод, активно участвующих в водообмене с поверхностными водами сравнительно невелик (около 4 тыс. км³) и сосредоточен в основном до глубины нескольких десятков метров. Подземные воды более глубоких земных недр также участвуют в процессах водообмена на Земле, но продолжительность их оборота исчисляется миллионами лет. Поэтому приближённо за *нижнюю границу гидросферы* принимают нижнюю поверхность средней мощности осадочных горных пород (3 – 5 км).

Вода на Земле распределена неравномерно. Её общее количество можно определить лишь приближённо из-за большой трудности подсчёта запасов внутри Земли. С большей точностью известен запас воды в Мировом океане и атмосфере. Массу всей воды на Земле в настоящее время оценивают примерно в $2 \cdot 10^{21}$ кг. Сюда включены воды гидросферы, атмосферы и вода, находящаяся в различных состояниях в литосфере, мантии Земли и в биологических объектах.

Общие запасы воды в гидросфере составляют примерно 1.34 – 1.39 млрд км³, из них на Мировой океан приходится около 97%. Однако этот общий запас в гидросфере не является преобладающим на Земле: в физически и химически связанном состоянии её гораздо больше в глубоких земных недрах. При соответствующих условиях они могут переходить из одной сферы в другую, изменяя при этом физическое состояние на твёрдое, жидкое, газообразное. Но они едины и находятся в постоянном движении.

Происхождение гидросферы тесно связано с развитием Земли. Возраст нынешней гидросферы составляет около 2.5 – 3.0 млрд лет. Большинство исследователей проблемы происхождения гидросферы и атмосферы считают, что гидросфера сформировалась в результате дегазации океанической мантии Земли и вулканической деятельности. Летучие химические вещества выделялись из земных недр постепенно в течение значительной части геологического времени. Дегазация началась лишь после того, как температура в недрах Земли достигла уровня,

при котором стало возможным частичное появление силикатов, т.е. минералов эндогенного происхождения, на долю которых приходится более 75% всех минералов земной коры. Возникшие в океанической мантии конвективные течения постоянно доставляли к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов всё новые и новые порции растворённых летучих веществ, в том числе и водяные пары, которые первоначально насыщали только сухую поверхность океанической коры. После начала дегазации мантии, т.е. около 3.8 млрд лет назад, на земной поверхности постепенно накопилось столько воды, что возникли первые изолированные друг от друга морские бассейны. Одновременно с водой из мантии дегазировались газы, содержащие S, Cl, F, B, I, CO₂, CO и другие активные компоненты, которые вступали в реакции с водонасыщенными вулканическими породами, образуя легкорастворимые соли и карбонаты. Поэтому уже в архее морская вода была солёной.

В дальнейшем (поздний архей, около 3.3 – 2.6 млрд лет назад) отдельные моря слились друг с другом, образовав протоокеаны, отделявшиеся друг от друга гребнями срединно-океанических хребтов и ядрами будущих материков. Постепенный подъём уровней воды в разрозненных протоокеанах на рубеже архея и протерозоя (около 2.6 млрд лет назад) привёл к объединению их в единый Мировой океан. Темп дальнейшего роста объёма океанических вод в раннем протерозое снизился из-за их расходования на гидратацию горных пород океанической коры. После полного насыщения океанической коры водой объём океанической воды стал увеличиваться и к настоящему времени достиг более 1.3 млрд км³, что обеспечивает перекрытие гребней срединно-океанических хребтов слоем воды 2.5 – 2.7 км.

Химический состав и солёность природных вод

Химически чистая вода по массе состоит из 11.11% водорода и 88.89% кислорода. Простейшую формулу H₂O имеет парообразная вода (гидроль). В жидком состоянии молекула воды представляет собой объединение в основном двух простых молекул (H₂O)₂ (дигидроль), в твёрдом – трёх простых молекул (H₂O)₃

(тригидроль). Обычно в жидком виде вода состоит из смеси гидроля, дигидроля и тригидроля, соотношения между которыми меняются в зависимости от изменения температуры.

В природной воде в очень малом количестве (0.016% по массе) содержится так называемая *тяжёлая вода*, представляющая собой изотопную разновидность воды. Тяжёлый изотоп водорода D обычно в два раза тяжелее H, и поэтому D₂O на 11.11% тяжелее обычной воды. Тяжёлая вода отличается высокой генерацией тепла.

Природная вода никогда не бывает химически чистой. Даже атмосферная влага всегда содержит различные примеси (растворённые газы, пыль, микроорганизмы и т.д.), которые улавливаются ею из воздуха. Химический состав гидросферы в целом приближённо оценивают по составу морских и океанических вод (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Химический состав вод Мирового океана

Химический элемент	Содержание, % по массе	Химический элемент	Содержание, % по массе
Кислород	85.70	Кальций	0.04
Водород	10.80	Калий	0.038
Хлор	1.90	Бром	$6.5 \cdot 10^{-3}$
Натрий	1.05	Углерод	$2.8 \cdot 10^{-3}$
Магний	0.14	Стронций	$0.8 \cdot 10^{-3}$
Сера	0.088	Бор	$4.6 \cdot 10^{-4}$

Солёность морской воды S принято выражать в промилле (‰). В целом для Мирового океана в среднем $S = 35‰$, изменяясь почти от нуля близ устьев рек до 40 – 41‰ в тропических морях с большим испарением (Красное море, Персидский залив). Во внутренних морях со слабым испарением солей солёность воды меньше из-за распределяющего влияния речного стока.

Солёность морской воды изменяется как во времени, так и в пространстве. Это обусловлено непостоянством соотношения между испарением в водной поверхности E и факторами опреснения вод (атмосферные осадки P , речной сток Q , таяние льда и т.д.). В периоды и в районах, характеризующихся резким преобладанием E над $(P+Q)$, концентрация солей возрастает. Поэтому между 15 и 25° широты каждого полушария отмечается самая высокая солёность открытой части Мирового океана, составляющая 37.5‰. У экватора обильные осадки значительно превосходят испарение $P \gg E$. Поэтому солёность воды на поверхности здесь чаще всего ниже средней (34.0 – 34.7‰). В умеренных и высоких широтах обычно наблюдается неравенство $E < (P+Q)$, и поэтому значение S с приближением к полюсам уменьшается до 30‰.

Сезонные колебания S характерны до глубины 150 м, где сильнее всего сказывается соотношение между E и $P+Q$. Ниже 150 м от водной поверхности вертикальное распределение солёности зависит от интенсивности переноса воды. В то же время местные физико-географические условия отдельных морей и океанов вносят определённый вклад в изменения солёности по глубине.

Между Мировым океаном, атмосферой и сушей постоянно происходит солеобмен. В обмен между океанами вовлекается около $7 \cdot 10^{17}$ кг солей. Причём основная масса солей переносится в антарктической части Мирового океана, где водообмен особенно значителен. Вынос солей из океана в атмосферу происходит при испарении и разбрызгивании воды во время ветрового волнения в размере около $5 \cdot 10^{12}$ кг/год. Солеобмен между Мировым океаном и сушей составляет около $5 \cdot 10^{11}$ кг/год; применительно к отдельным океанам эта величина изменяется от 10^{10} кг/год в Северном Ледовитом океане до $26 \cdot 10^{10}$ – в Тихом. Такой солеобмен обеспечивает относительное постоянство солёности морей и океанов в течение длительного времени.

Вода суши резко отличается от морской как по химическому составу, так и по общему содержанию солей. Стеkanie атмосферных осадков по земной поверхности и фильтрация их в почвы и грунты различного химического состава

определяет химический облик речных вод. Их солёность обычно невелика и в основном не превышает 0.3‰. В речной воде по массе содержится около 79.9‰ карбонатов, 13.2‰ сульфатов и 6.9‰ хлоридов. Состав растворённых веществ и газов непостоянен и меняется в зависимости от изменения соотношения между источниками формирования речного стока, интенсивности его движения, степени связанности с подземными водами и состава горных пород.

По солёности воды озёра делят на пресные, соленоватые и соляные. В отдельных озёрах солёность воды выше, чем в океанах, и вода нередко достигает состояния, близкого к насыщению.

Атмосферная влага также содержит некоторое, небольшое количество растворённых веществ – газов (N_2 , O_2) и мельчайшие частицы солей, заносимых в атмосферный воздух ветром с поверхности суши и океанов.

Огромное количество солей содержится в подземных водах, особенно в термальных⁵.

§ 2.3 Внешнее строение Земли

Материки и океаны

Основные черты внешнего строения Земли можно представить, рассмотрев в планетарном масштабе распределение суши и воды, материков и океанов. Из 510 млн км² поверхности Земли океанами и морями занято 362 млн км² (71%), сушей – 148 млн км² (29%). Бóльшая часть суши сосредоточена в Северном полушарии, которое нередко называют *материковым*: суша в нём занимает 100.5 млн км², или 39.4%, а вода – 60.6% общей поверхности полушария, причём между 40 и 70°С с. ш. суша преобладает над океаном. Основная часть вод морей и океанов Земли приходится на Южное, или *океаническое*, полушарие, в котором

⁵ Термальные воды – подземные воды с повышенной температурой (более 20°C). Они находятся преимущественно на больших глубинах и широко распространены в областях вулканизма, горноскладчатых платформенных районах.

морской водой занято 81% площади, а сушей – 19%. Такая неравномерность распределения суши и воды сохраняется при любом разделении Земли на два полушария.

Неравномерное планетарное распределение суши и воды на Земле является причиной смещения северных материков к западу, южных – к востоку. Это же обуславливает различие климатов обоих полушарий: климат Южного полушария с большим обилием воды носит океанический характер.

Суша Земли разделена Мировым океаном на ряд огромных массивов и более мелких участков. Крупные массивы (глыбы) земной коры, высоко поднятые над океаническим дном, называют *материками* или континентами. Различают шесть материков (табл. 2.4), которые изостатически уравновешены, имеют определённое геологическое строение (одна-две древнейшие гранитные платформы, обрамлённый складчатыми структурами разного возраста) и различаются размерами.

Таблица 2.4

Некоторые размеры материков Земли

Материк	Площадь, млн км ²	Высота, м	
		средняя	наибольшая (название вершины)
Евразия	~53.4	843	8848 (Джомолунгма)
В том числе: Европа	10.0	340	4807 (Монблан)
Азия	43.4	960	8848 (Джомолунгма)
Африка	29.2	750	5895 (Килиманджаро)
Северная Америка	20.3	720	6194 (Мак-Кинли)
Южная Америка	18.2	590	6960 (Аконкагуа)
Антарктида	13.9	2040	5140 (Винсон)
Австралия	7.6	340	2234 (Косцюшко)

Мелкие участки суши – *острова*. Среди них выделяют *материковые острова*, представляющие собой наиболее крупные части материков и располагающиеся на материковых отмелях. Другую группу островов называют *самостоятельными островами* (вулканические, коралловые), которые обычно меньше по размерам и располагаются вдали от берегов. Значительно удалённые от материков острова Тихого океана образуют группу островов – *Океанию*.

В расположении материков, их конфигурациях, размерах и других характеристиках имеются ряд особенностей. Так, в зависимости от геологического строения выделяют два ряда материков. Первый из них – северный ряд (Евразия, Северная Америка), в котором континенты имеют сложный, разнообразный, пересечённый рельеф, изрезанную береговую линию и широкую материковую отмель. Материки этого ряда простираются от тропических до субполярных широт. Для материков второго, южного (приэкваториального) ряда (Южная Америка, Африка, Австралия) характерна относительная простота рельефа и береговой линии и незначительность материковой отмели. Южные материки располагаются в пределах субтропического пояса. Вне рядов находится Антарктида.

По форме материки напоминают треугольники, основания которых обращены на север. Все материки, за исключение Антарктиды, группируются попарно. Каждая пара образует «материковый луч», эти лучи сходятся к Северному полюсу, образуя так называемую континентальную звезду. Характерно, что у южных материков западные побережья вогнуты, восточные – выпуклые. Восточные побережья некоторых материков обрамлены сильно изогнутыми, обращёнными на восток островными дугами.

Материкам, кроме Антарктиды, свойственна прямая связь между их площадями и средними высотами: чем больше площадь материка, тем больше его средняя высота и более мощной является литосфера. Материки и океаны располагаются *антиподально*: на одном конце луча, проведённого через материк и центр Земли, находится материк, на другом – океан (или его часть).

Рельеф материков и дна океанов

Рельеф (от лат. *relevo* – поднимаю) как совокупность неровностей суши материков и островов, дна океанов и морей складывается из положительных (выпуклых) и отрицательных (вогнутых) форм, имеющих разнообразные очертания, размеры, происхождение, возраст и историю развития. Рельеф образуется главным образом в результате длительного одновременного воздействия на земную поверхность эндогенных (внутренних) и экзогенных (внешних) процессов. Рельеф океанического дна создаётся преимущественно тектоническими движениями земной коры, вулканическими процессами и землетрясениями. Рельеф поверхности материков и островов формировался и формируется не только этими, эндогенными, но и экзогенными процессами, происходящими при участии солнечного тепла, ветра, атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод. Поэтому наземный рельеф сложнее подводного. Все сравнительно мелкие неровности океанического дна (холмы, террасы, подводные долины и т.п.) обычно имеют реликтовый (остаточный) характер от тех времён, когда данный участок был частью суши.

На Земле есть два основных уровня планетарного рельефа – поверхность материков и ложе Мирового океана. На фоне этих уровней развиваются уровни второго порядка: на суше – равнины и горные страны, на океаническом дне – океаническое ложе, подводные хребты и глубоководные желоба (впадины). Кроме того, на суше выделяются так называемые *депрессии*, т.е. территории, расположенные ниже уровня моря (Прикаспийская низменность с отметками до 28 м ниже уровня океана; Сарыкамышская впадина с отметкой дна –48 м; Мёртвое море, берега которого лежат ниже уровня океана на 392 м).

Материки можно разбить на ступени высот. Низшей ступенью, с высотами от 0 до 200 м над уровнем моря, являются *низменностями*, которые занимают 48.2 млн км² суши. Высотная ступень, от 200 до 500 м над уровнем моря, называется *возвышенностями* и *плато*, различающимися степенью пересечённости.

Плато – это плоская равнинная поверхность, возвышенность имеет пересечённый рельеф. Общая площадь возвышенностей и плато около 33 млн км².

Ступени высот более 500 м представляют собой *горы*. Среди них выделяют *низкие горы* (500 – 1000 м), *средние горы* (1000 – 2000 м), *высокие*, или *альпийские горы* (выше 2000 м). На Земле площадь гор всех ступеней около 67 млн км², из которых около 40% приходится на низкие и 23.8% на высокие горы. Высокогорные участки земной поверхности обычно расчленены *хребтами*, т.е. вытянутыми в одном направлении горами, и *горными долинами*, в общей совокупности составляющими обширные горные системы, или *горный страны* (Кавказ, Урал, Альпы, Гималаи и др.).

Горы Земли образуют два крупных пояса. Один из них – Тихоокеанский – опоясывает Тихий океан (горы Алеутских островов, Аляски, Скалистые горы, Береговые хребты, хр. Сьерра-Невада, Кордильеры, горы Центральной Америки, Антильских островов, Анды), другой – Евразийский молодой горный пояс (северная ветвь – Пиренеи, Альпы, Карпаты, Балканы, Анатолийское плоскогорье, Кавказ, горы южного побережья Каспийского моря, Копетдаг, Памир, север Гималаев, Юньнань-Гуйчжоуское нагорье и горные страны Индокитая; южная ветвь – Атласские горы, Апеннины, Динара, горы юга Греции, хребты Иранского нагорья, Гиндукуш, Каракорум, Гималаи, горные страны Бирмы, Зондских островов, Филиппин, Восточного Китая, Японии, востока и северо-востока Азии и др.). В целом на материках центральные области представлены понижениями, окраинные – поднятиями.

Океаническое дно по глубине можно разбить на ряд ступеней. Низшей ступенью является *материковая отмель (шельф)*, представляющая собой материковую поверхность, опущенную ниже уровня океана на 200 м, а в отдельных местах – на 550 – 600 м. На её долю приходится около 8% общей площади морского дна. По существу, это прибрежная равнина, имеющая много небольших неровностей (холмы, впадины, подводные долины, террасы и др.). Ниже идёт *материковый*

склон (глубина от 200 до 2500 м), имеющий резкий перелом очертания поверхности и относительно крутое (до 13 - 14°, реже 40 - 45°) её падение. Он занимает около 15% площади дна Мирового океана. Между глубинами 2500 – 6000 м находится *ложе океана* (дно океана), занимающее 76% площади океанического дна. В нём выделяются две ступени: собственно океаническое ложе и *срединно-океанические хребты*. Области ложа океана с глубиной более 6000 м называют *глубоководными впадинами*, или абиссальными желобами, на долю которых приходится около 1% поверхности дна Мирового океана. В целом на океаническом дне наблюдается картина, противоположная той, которая характерна для материков: центральным областям соответствуют поднятия, окраинным – понижения рельефа. В то же время формы рельефа океанического дна те же, что и на материках: имеются равнины, плоскогорья и горные страны.

§ 2.4 Внутреннее строение Земли

Сейсмические волны и плотность земных недр

Внешние оболочки Земли (атмосфера, гидросфера) выделились из её внутренних частей на протяжении геологической истории. Состояние этих геосфер, их эволюция и происходящие в них процессы находятся в зависимости от многих параметров и свойств глубоких слоёв планеты. Поэтому, чтобы лучше понять взаимодействие всех оболочек Земли и происходящие в них процессы, изучают её внутреннее строение.

Наиболее достоверные данные о внутреннем строении Земли дают комплексные геофизические разведки, среди которых наибольшей информативностью отличается сейсмическая разведка (сейсмическое зондирование).

Сейсмическое зондирование основано на учёте зависимости скоростей распространения сейсмических (упругих) волн от типа волны и характера среды, через которую они проходят. *Сейсмические волны* – это колебательные движения вещества, вызванные землетрясениями или искусственными взрывами. Они бы-

вают двух типов – *объёмные* и *поверхностные*, имеют различный характер распространения, преломления и отражения в зависимости от агрегатного состояния и ряда физико-механических свойств горных пород.

Объёмные волны подразделяют на продольные и поперечные. *Продольные волны* (*P*-волны, от лат. *prima* – первые) – волны сжатия и растяжения (разряжения). Они представляют собой упругие колебания частиц вещества около своего среднего положения в направлении распространения волны, имеют наибольшую скорость v_P и проходят через твёрдые и жидкие среды. *P*-волны вызывают периодические изменения объёма вещества, через которое они проходят. *Поперечные волны* (*S*-волны, от лат. *secondo* – вторые) – это волны сдвига вещества, колебания его частиц происходят в направлении, перпендикулярном к распространению волны. Они проходят только в твёрдых средах, имеют скорость v_S , меньшую, чем v_P , и вызывают изменения формы вещества без изменения его объёма. Обычно v_P/v_S составляет 1.7 – 1.8.

Поверхностные волны (*L*-волны, от лат. *longa* – длинные) по существу являются суперпозицией *P*- и *S*-волн. Они имеют бóльшую длину волны, чем *P*- и *S*-волны, возникают на границе разнородных сред у поверхности материков и океанического дна и вызывают одновременно деформацию объёма и сдвига. Их скорость меньше v_P и v_S .

Скорости v_P и v_S зависят от упругих свойств и плотности пород ρ , через которые они проходят. Эти зависимости имеют следующий вид:

$$v_P = \sqrt{\frac{K_c + \frac{4}{3}\mu_{сдв}}{\rho}} \text{ и } v_S = \sqrt{\frac{\mu_{сдв}}{\rho}}, \quad (2.1)$$

где K_c – модуль сжатия или упругости (для гранита $K_c \approx 27 \cdot 10^9$ Па, для воды $2 \cdot 10^9$ Па); $\mu_{сдв}$ – модуль сдвига (для гранита $\mu_{сдв} = 16 \cdot 10^9$ Па, для воды равен нулю). Так как в жидкостях $\mu_{сдв} = 0$, то и $v_S = 0$. Это означает, что поперечные волны могут распространяться только в твёрдых средах, в жидкостях они затухают.

Данные сейсмических станций дают возможность выяснить различие физических свойств земных недр. В первую очередь это относится к плотности вещества.

Если бы от поверхности до своего центра Земля была однородным телом, т.е. плотность её всюду оставалась бы одинаковой, то во всех точках земного радиуса R скорость v была бы одной и той же. В этом случае путь распространения волн через всё тело Земли был бы прямолинейным. В действительности пути пробега сейсмических волн имеют сложный криволинейный характер, причём рост с глубиной значений K_c и $\mu_{сдв}$ опережает увеличение плотности ρ . Это приводит к тому, что кривые $v_P = f(R)$ и $v_S = f'(R)$ имеют резкие переломы, где скорости испытывают скачкообразные изменения.

Данные регистрации сейсмических волн (сейсмограммы) показывают, что первая поверхность скачка находится на глубине в среднем около 60 – 70 км. На этом удалении от земной поверхности v_P резко возрастает с 5 до 8 км/с. В дальнейшем v_P быстро нарастает и на глубине около 2900 км достигает 13.6 км/с. Глубже v_P резко падает, а затем, по мере дальнейшего распространения к центру Земли, медленно нарастает, асимптотически приближаясь к прямой $v_P = f(R) = \text{const}$. На этой же глубине значение v_S резко снижается, приближаясь к нулю. Более детальные данные регистрации S -волн в зонах глубже 2900 км свидетельствуют о том, что, начиная с глубин около 5000 км, S -волны распространяются со скоростью менее 0.5 – 1.0 км/с.

Скачкообразное изменение с глубиной скоростей сейсмических волн отражает скачкообразное увеличение упругих свойств и плотности вещества земных недр с глубиной. Это даёт основание для утверждения о расслоённости Земли и выделения в ней трёх частей, или трёх внутренних геосфер (рис. 2.1): наружной (земной коры), внутренней (ядра) и промежуточной (мантии). В этих геосферах значения v_P и v_S сильно различаются. Так, на нижней границе земной коры v_P и v_S равны соответственно 6.1 и 4.5 км/с, а на верхней границе мантии – около 8.0

и 4.9 км/с. На нижней границе мантии P - и S -волны распространяются со скоростью, примерно равной 13.6 и 7.5 км/с соответственно. В ядре значение v_P вначале снижается до 8.1 км/с, затем постепенно растёт до 11.3 км/с и в дальнейшем остаётся практически постоянным. Такое скачкообразное изменение значений v_P и v_S и небольшие значения v_S (примерно 0.5 – 1.0 км/с) в наружной части ядра свидетельствуют о значительном различии внутренних геосфер по плотности и агрегатному состоянию.

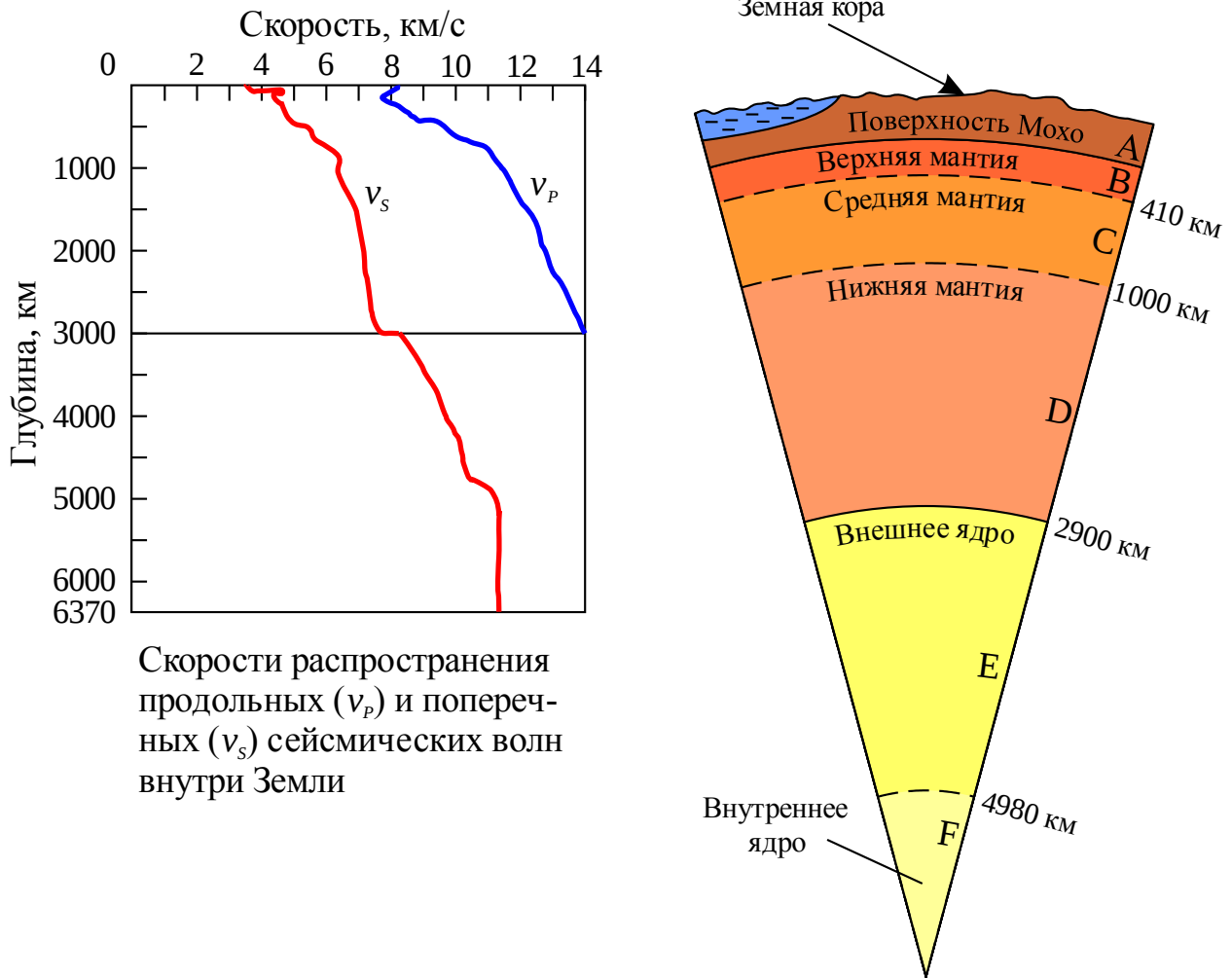


Рис. 2.1. Внутренние геосферы

Плотность ρ является важнейшей физической характеристикой любого вещества. Для данного конкретного вещества плотность – величина постоянная. Но разные тела имеют различную плотность ρ из-за неодинакового атомарного и молекулярного строения. О плотности земной коры судят по результатам непосредственных определений плотности слагающих её горных пород и элементов

(табл. 2.5). Диапазон значений ρ у земных веществ очень велик: от 10^{-16} кг/м³ до $22.5 \cdot 10^3$ кг/м³. Для сравнения укажем, что в космическом пространстве диапазон значений ρ ещё шире: от 10^{-27} кг/м³ для межгалактической среды до 10^{17} (нейтронные звёзды) и даже 10^{20} кг/м³ (чёрная дыра).

Таблица 2.5

Плотность некоторых земных веществ

Вещество	Плотность, 10^3 кг/м ³	Вещество	Плотность, 10^3 кг/м ³
Кремний	2.3	Нефть	0.70
Алюминий	2.7	Лёд (при 0°C)	0.9
Корунд	4.0	Вода (при 4°C)	1.0
Радий	5.0	Торф	1.05
Ванадий	6.02	Антрацит	1.40
Железо	7.9	Каменная соль	2.36
Серебро	10.5	Глина	2.46
Титан	16.6	Песчаник	2.65
Золото	19.32	Гранит	2.65
Платина	21.45	Базальт	2.90
Осмий	22.5	Габбро	3.00
		Центр ядра Земли	12.0

Внутренние геосферы сильно различаются по своим размерам и массе (табл. 2.6), химическому составу, температуре и её изменениям, по агрегатному состоянию.

Таким образом, все внутренние геосферы неравнозначны между собой. Самой незначительной по массе и размерам является земная кора, наибольшей по массе – мантия, а по размерам – ядро.

Таблица 2.6

Относительные размеры и масса внутренних геосфер, % размера и массы Земли

Геосфера	Размер	Масса
Земная кора	0.52	0.8
Мантия	45.32	68.2
Ядро	54.16	31.0

Примечание. Средний радиус Земли – 6371.2 км, масса Земли – примерно $6 \cdot 10^{24}$ кг.

Строение внутренних геосфер

По данным комплексных геофизических разведок известно, что каждая внутренняя оболочка Земли является неоднородной. По ряду физических свойств и агрегатному состоянию внутренние геосферы разделяются на отдельные слои.

Земная кора состоит из вещества, выделившегося из мантии. Верхняя её граница совпадает с поверхностью материков и океанического дна; она неровная, различие её отметок достигает примерно 20 км. За нижнюю границу земной коры принимают *поверхность Мохоровичича (граница Мохо)*, скорость сейсмических волн на которой скачкообразно увеличивается до 8 км/с. Поверхность Мохо практически зеркально повторяет земную поверхность. Амплитуды колебаний отметок нижней границы больше, чем верхней, и достигают 70 км.

Мощность земной коры под материками достигает 70 – 75 км, в среднем составляя 33 – 35 км, под океанами уменьшается до 5 – 8 км. Её строение слоистое, но неодинаковое под материками и океанами. Все эти различия послужили поводом для выделения двух типов земной коры: *континентального* и *океанического*. Граница между ними проходит по дну океана на глубине 2000 – 3500 м.

Мантия является переходной зоной (промежуточной оболочкой) между земной корой и ядром Земли. Верхняя её граница совпадает с поверхностью Мохо, нижняя – *граница Вехерта – Гутенберга* – находится на глубине 2900 км. В пределах этой геосферы нарастание $v_p = f(R)$ происходит неравномерно на

отдельных участках земного радиуса: наиболее быстро – в верхнем 1000-километровом слое (особенно до глубины 400 – 410 км), значительно медленнее – в зоне глубины 1000 – 2900 км. Поэтому сейсмические данные позволяют выделить три слоя: *B*, *C* и *D* (см. рис. 2.1). Первый из них (*B*) называется *верхней мантией* (слой *Гутенберга*), нижняя граница которой расположена на глубине 400 – 410 км; второй слой (*C*) – *средняя мантия*, или *слой Голицина*, – простирается до глубины 1000 км; третий слой (*D*) – *нижняя мантия* – до глубины 2900 км. Иногда под термином «верхняя мантия» понимают слои *B* и *C*.

Наиболее изученной является верхняя мантия, в пределах которой *P*-волны распространяются со скоростью более 8 км/с. В слое *B* на глубине около 120 – 250 км под материками и 600 – 400 км под океанической корой земное вещество находится в вязком, частично расплавленном состоянии. Этот слой понижает скорости *P*- и *S*-волн, и его называют *астеносферой* (пояс размягчения), или волноводом; под древними ядрами материков этот слой местами отсутствует. Вязкость вещества астеносферы (10^{19} Па·с) ниже, чем покрывающего её слоя (10^{22} Па·с), поэтому материал местами размягчён до жидкого состояния и стремится всплыть. Астеносфера является зоной зарождения вулканов.

Верхняя часть мантии выше астеносферы вместе с земной корой носит название *литосферы* (от греч. λίθος – камень и σφαίρα – шар), или каменная оболочка Земли. Она характеризуется активными движениями горных пород, поэтому её ещё называют *тектоносферой*. Толщина литосферы в различных её частях неодинакова. Под материками она может достигать многих десятков километров, под океанами – уменьшаться до десятков и единиц километров в области срединно-океанических хребтов. В целом мантия за исключением астеносферы находится в твёрдом состоянии.

Ядро, или *барисфера*, – это наиболее плотная внутренняя геосфера, её плотность $(10 \dots 20) \cdot 10^3$ кг/м³, радиус 3470 км. По сейсмическим данным (уменьшение скоростей *P*-волн с 13.6 до 8.1 км/с и приближение v_s к нулю), в нём выделяется два слоя: слой *E* – до глубины 4980 км, или *внешнее ядро*, и слой *G* – до

центра Земли, или *внутреннее ядро*. Между слоями *E* и *G*, как и между *D* и *E*, существуют переходные зоны толщиной соответственно около 220 и 140 км. Допускается, что вещество внешнего ядра находится в жидком, внутреннего – в твёрдом состоянии. Принимается, что давление в центральной части ядра 343 Гпа, температура – около 5000°C.

Химический состав земной коры и земных недр

Сопоставление между собой химического состава внешних геосфер (атмосфера, гидросфера) указывает на их химическую неоднородность. Это в равной мере относится и к внутренним оболочкам Земли, особенно к земной коре.

Химический состав земной коры, мантии и ядра Земли изучен неодинаково. Причиной тому служит невозможность получения образцов вещества глубоких слоёв Земли для химического анализа.

Среднее содержание химических элементов *в земной коре*, или *кларк*, измеряют в процентах по массе. Ориентировочные расчёты содержания наиболее распространённых химических элементов приведены в табл. 2.7

Таблица 2.7

Главные химические элементы земной коры

Элемент	Содержание, % по массе
Кислород	46.1
Кремний	26.7
Алюминий	8.1
Железо	6.0
Кальций	5.0
Магний	3.0
Калий	1.6
Натрий	2.3
Титан	0.6
Фосфор	0.09
Сумма	99.49

Между составными частями земной коры (слоями) и её участками, в том числе между материковой и океанической корой, происходит постоянный обмен веществом. Этот обмен ведёт к возрастанию с глубиной роли тяжёлых элементов, однако заметного его влияния «на выравнивание» состава между двумя типами коры не обнаружено. Установлено, что в материковой коре больше, чем в океанической, содержание оксидов Si, Na, K, P. В коре океанов отмечается большее содержание, чем на материках, оксидов Al, Ca, Vg, Fe, Ti, Mn. В целом в химическом отношении материковая кора представляет собой смесь гранитов и базальтов, океаническая – смесь базальтов с богатыми оливином ультраосновными породами – перидотитами.

Химический состав мантии оценивают по аналогии с составом тел Солнечной системы (метеориты, Солнце) и по результатам сверхглубокого бурения океанического дна.

Метеориты, выпадающие на Землю из космического пространства, подразделяют на каменные (92.8%), железокаменные (1.5%) и железные (5.7%). Каменные метеориты преимущественно (85.7%) сложены хондрами. Сами хондры имеют крупчатое строение; в них главными фазами являются силикаты типа MgSiO_3 , MgSiO_4 и их аналоги (оливины, пироксены), затем металлический сплав Fe-Ni, FeS и некоторые другие вещества. В состав хондр включено около 47% SiO_2 , 30% MgO, 15% Fe_2O_3 , 3% Al_2O_3 и некоторые другие соединения. Соотношение количества атомов и количества летучих веществ в каменных метеоритах (особенно в так называемых углистых хондрах типа I с самой низкой плотностью – около $2.2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$) наиболее близко к химическому составу Солнца. Поэтому допускается, что хондриты наиболее близки к исходному протопланетному веществу, из которого образовались планеты и астероиды. Железные метеориты представляют собой в основном твёрдые растворы никеля в металлическом железе. На долю самородного железа приходится около 91%, на никель – 8%, фос-

фор и кобальт – 1%. Железокаменные метеориты наиболее редкие. По химическому составу они находятся в непрерывной последовательности от железных до каменных.

Главные элементы Солнца – водород и гелий. В нём постоянно идут термоядерные процессы, сильно изменяющие во времени распространённость лёгких химических элементов (H, He, Li, Be, B). Если пренебречь этими пятью элементами, то распространённость остальных веществ на Солнце и в каменных метеоритах очень близка или даже идентична. Это послужило основанием для утверждения об аналогии состава и единстве происхождения вещества Солнца и метеоритов, для заключения о близости химического состава хондритов и вещества мантии.

Большое подобие состава хондритов и веществ мантии Земли подтверждается близостью химического состава каменных метеоритов и дунитов, являющихся представителями ультраосновных земных пород с бóльшим содержанием оксидов магния и железа по сравнению с содержанием SiO_2 . Хондриты и дуниты главной составной частью имеют силикатную, железную и сульфидную фазы. В них удовлетворительно согласуются отношения изотопов кислорода, углерода и серы. Всё это позволяет говорить о хондритовой модели Земли, о том, что силикатные фазы мантии и каменных метеоритов соответствуют друг другу. В отличие от земной в мантии преобладают кремний и магний (Si и Mg), поэтому её называют оболочкой «сима».

Первичный состав земной коры и мантии существенно отличался от современного. Состав первичной Земли, а, следовательно, и первичной мантии, был одинаков и характеризовался как резко ультраосновной. В нём было 31% SiO_2 (в современной мантии около 45.5%), 24% Fe_2O_3 и FeO и около 13% свободного железа (сейчас в мантии содержится около 8.5% всех оксидов железа и полностью отсутствует свободное железо). Изменение химического состава мантии во времени происходило в силу ряда причин. К числу их относят: постепенный переход железа и его оксидов в ядро и частичная миграция наиболее подвижных

элементов (Cl, F, K, Na, U, Th, вода и другие так называемые литосферные элементы) из мантии во внешние геосферы. Определённое значение имело и то, что так называемые сидерофильные элементы (Ni, Pt, Pb, Cu и их сульфиды, а также Au и Ag) вместе с железом опускались в земное ядро.

Химический состав ядра Земли наименее изучен. По этому вопросу существует ряд гипотез. По одним из них, состав ядра представляет собой железоникелевый сплав с примесью S, Mg и SiO₂ («железное ядро»). Этой точки зрения придерживаются большинство геохимиков и других специалистов в области наук о Земле. В другой, меньшей группе гипотез утверждается, что состав мантии и ядра одинаков: он силикатный, но вещество ядра находится в нём в особом, металлизированном состоянии и характеризуется повышенной плотностью и электрической проводимостью.

Радиоактивность геосфер

Как известно, радиоактивность представляет собой естественный самопроизвольный распад атомных ядер с испусканием α -, β -, γ -лучей или путём спонтанного деления. При этом исходное ядро превращается в ядро другого типа. Например, при распаде урана порождается ряд радиоактивных элементов, и в конечном итоге он превращается в свинец и гелий.

Все оболочки Земли содержат радиоактивные элементы, наиболее важными из которых являются уран (U), торий (Th) и калий (K). Каждый из них вызывает существенный термический эффект в процессе естественного распада.

Радиоактивность земной коры определяется магматическими горными породами, являющимися в ней преобладающими. В них главным соединением является SiO₂. В зависимости от его содержания магматические породы делят на кислые (наибольшее содержание SiO₂), средние, основные и ультраосновные. Среднее содержание радиоактивных элементов в магматических породах представлено в табл. 2.8.

Как видно из данных табл. 2.8, кислые горные породы (гранит, андезит) являются более радиоактивными, чем основные (базальт, дунит).

Таблица 2.8

Радиоактивность горных пород

Тип пород	SiO ₂ , %	U млн ⁻¹	Th млн ⁻¹	K	Th/K
Магматические:					
кислые:	75 – 65				
богатые кальцием		3.0	8.5	0.025	2.8
бедные кальцием		3.0	17.5	0.042	5.6
средние:	65 – 52				
сиениты		3.0	13.0	0.048	4.3
диориты		1.8	7.0	0.023	3.9
основные	52 – 40	1.0	4.0	0.028	4.0
ультраосновные	40	0.001	0.004	0.00004	4.0
Осадочные:					
глины		3.7	1.2	0.026	
песчаники		0.45	1.7	0.010	
известняки		2.2	1.7	0.0027	

Радиоактивность осадочных пород меньше, чем кислых и средних магматических. Однако колебания концентрации радиоактивных элементов в осадочном слое, особенно в прибрежных частях морей и океанов, иногда превышает среднее значение в десятки и сотни раз.

Радиоактивность метаморфических горных пород изучена слабо. Имеющиеся данные указывают на то, что содержание Ra и U в них занимает промежуточное положение между осадочными и магматическими породами.

Радиоактивность атмосферы невелика и в основном связана с наличием радона (Rn), имеющего три природных изотопа радиоактивного семейства – уран (U), торий (Th) и калий (K). Наиболее долгоживущим является изотоп ²²²Rn,

образующийся при α -распаде изотопа ^{221}Rn . В атмосферу радон, как и другие газообразные продукты распада U и Th, поступает с поверхности материков, где он образуется в почвах и горных породах при распаде радиоактивных элементов. Поэтому над сушей атмосферный воздух в 10 – 20 раз более радиоактивен, чем над водной поверхностью. Это особенно характерно для наиболее тёплых периодов года, когда содержание Rn повышается.

Радиоактивность гидросферы в отдельных её составных частях неодинакова. Наибольшей концентрацией радия и урана отличаются воды озёр, в которых среднее содержание этих элементов составляет соответственно 10^{-13} и $8 \cdot 10^{-6}$ кг/м³. Речные воды содержат $2 \cdot 10^{-10}$ г/м³ радия и $0.6 \cdot 10^{-6}$ г/м³ урана. В Мировом океане свыше $4 \cdot 10^{12}$ кг урана ($2 \cdot 10^{-6}$ кг/м³). Это примерно в 10^4 раз ниже, чем в изверженных горных породах. Содержание радиоактивных элементов в речных потоках изменяется в широких пределах в зависимости от концентрации радиоактивных веществ горных пород, слагающих и подстилающих русла рек. Высокое содержание урана характерно и для некоторых крупных озёр, в которых происходят процессы его медленного накопления.

Сопоставление радиоактивности отдельных геосфер свидетельствует о том, что наибольших значений она достигает в земной коре, где уран, торий и калий сосредоточены в верхних слоях и с глубиной их содержание убывает. В результате радиоактивности Земли в определённой мере происходит медленное вековое изменение её химического состава: убывает количество радиоактивных элементов, растёт содержание радиогенных веществ. Твёрдые остатки радиоактивного распада остаются в литосфере, газообразные – большей частью выделяются в атмосферу при различных движениях земной коры.

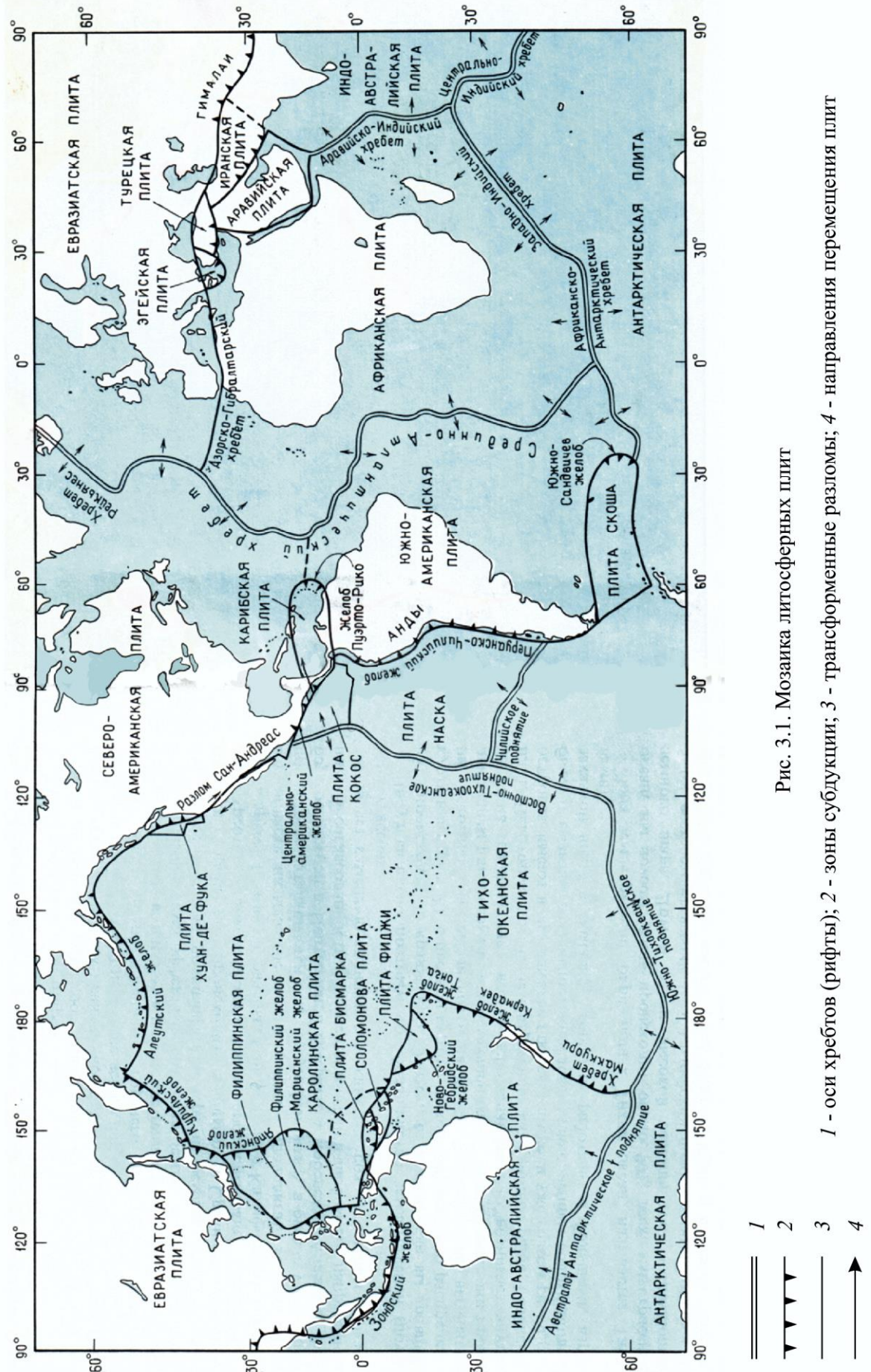
ГЛАВА 3. ЗЕМНАЯ КОРА

§ 3.1 Формирование земной коры

Кора у Земли была не всегда, она сформировалась на определённом этапе развития планеты. В истории Земли выделяются два этапа. Первый, догеологический этап начинается с момента зарождения Земли, которая вскоре после своего образования имела температуру поверхности более 1000°C . В это время под воздействием сил осевого вращения планеты и сил гравитации началась гравитационная дифференциация её вещества (разделение по массе), которая в условиях высокой температуры привела к расслоению Земли на отдельные геосферы. Второй этап – геологический – начинается с образования земной коры, история которой насчитывает 3.8 – 4.0 млрд лет.

Современная земная кора формировалась в ходе длительной и сложной эволюции, слагающейся из ряда этапов. Земная кора является тонким верхним слоем каменной оболочки Земли – литосферы, представляющей собой охлаждённую и полностью раскристаллизованную часть верхней мантии. Литосфера разбита на отдельные, более тяжёлые, чем вещество астеносферы, плиты (рис. 3.1). Они находятся в постоянном движении и обновлении, в ходе которых формируется земная кора океанов (океаническая кора).

Процесс образования океанических литосферных плит упрощённо можно представить в следующем виде. Вещество астеносферы выходит на поверхность океанического дна через зазоры между плитами, затем оно охлаждается и кристаллизуется, образуя горные породы литосферы. Сами плиты постепенно раздвигаются и ещё больше охлаждаются. На место старых участков из рифтовых расколов (зон) поступает новое астеносферное вещество, и процесс повторяется. С ростом продолжительности охлаждения астеносферного вещества происходит заглубление его нижней границы раскристаллизации. Значит, толщина земной коры на более древних остывших участках океанического дна и расположенных вдали от рифтовых зон будет больше, чем на молодых и ближних участках. Соотношение между толщиной литосферы z (км) и её возрастом t (млн лет) имеет



вид $z \approx 7.5\sqrt{t}$. Примерно по такому же закону ($z \approx 5.65\sqrt{t}$) увеличивается мощность материковых литосферных плит.

При раздвижении океанических литосферных плит образуются открытые трещины, дренирующие астеносферу и обеспечивающие поднятие её базальтовых магм на поверхность морского дна и доступ морской воды в океаническую кору. Одновременно океанические литосферные плиты вместе с океанической корой постоянно осуществляют процесс поддвига, в ходе которого они испытывают воздействие избыточного давления. Оно создаётся горизонтальным напряжением сжатия и весом надвигающейся плиты. В результате в нижней (подвигаемой) плите возникают пластические деформации, она меняет своё направление и круто опускается в мантию под островными дугами и активными окраинами континентов. Вместе с литосферными плитами, т.е. и с океанической корой в этой области затягиваются рыхлые осадки.

В зонах поддвига плит возникает трение, сопровождаемое выделением огромного количества теплоты (около 2 – 3 млн Дж на каждый килограмм пород коры). Под её воздействием происходит расплавление пород и осадков, ведущее к образованию андезитовых магм. В зонах поддвига плит в результате переплавления мощных толщ терригенных и морских осадков возникают также граниты. С поддвигом плит и океанической коры связано образование складчатых поясов Земли (Динара, Альпы, горы Загрос и др.), причём первоначально материковые окраины испытывают устойчивое опускание с накоплением мощных толщ терригенных песчано-глинистых и морских карбонатных осадков. В дальнейшем растяжение коры сменяется сжатием, океанический субстрат начинает затягиваться и на месте рифтовой зоны возникает новая островная дуга.

Материковая кора в основном формируется в зонах поддвига литосферных плит в ходе переработки здесь океанической коры и осадков. Окраины материков испытывают устойчивые опускания вместе с океаническими литосферными плитами.

тами на глубину в зависимости от возраста пород. Коэффициент пропорциональности зависимости глубины опускания материковых окраин от квадратного корня их возраста уменьшается по мере удаления от океана в глубь континента.

Образование гранитных пород материковых окраин происходит в зонах поддвига плит путём выплавления из астеносферного вещества при больших объёмах воды, выделяющейся в ходе дегидратации пород океанической коры и осадков. Однако ещё бóльшая роль воды заключается в переносе из океанической коры в материковую многих рудных и подвижных веществ (щёлочи и некоторые элементы, особенно K, Si, Al, частично Ca, рудные элементы Au, Cu, Zn, Pb, Sn, радиоактивные и редкоземельные элементы). Скорость их выноса из океанической коры в материковую пропорциональна подвижности элементов, скорости дегидратации океанической коры в зонах поддвига плит и концентрации этих веществ в океанической коре.

Формирование материковой коры началось примерно в раннем архее. Первые 1.2 – 1.4 млрд лет оно проходило в так называемых сухих условиях, когда в зоны поддвига литосферных плит затягивалась почти безводная океаническая кора. Вследствие этого наиболее древние ядра материков образовались за счёт выплавки сухих и высокотемпературных пород (анортозиты, чернокиты, плагиограниты и др.). В дальнейшем по мере накопления воды в архейских морях и океанах вынос водой многих рудных и подвижных веществ (щёлочи и некоторые элементы, особенно K, Si, Al и др.) из океанической коры (т.е. из мантии) в материковую возрастал и достиг своего максимума в середине раннего протерозоя (около 2.2 млрд лет назад). Это обусловило резкую активизацию процессов образования гранитов, богатых калием. На этом же этапе из зон поддвига одновременно со щелочами и кремнезёмом усиленно выносились Li, Be, Rb, Nb, Ta, редкоземельные и многие рассеянные элементы; в ходе интенсивной сульфидной минерализации происходило накопление Pb, Zn и Ag. Железо в материковую кору в архее поступало через зоны поддвига вместе с базальтовыми излияниями.

Это привело к преобладанию в архейских породах вулканогенно-осадочных железных руд. В дальнейшем, на рубеже архея и протерозоя, железо стало поступать в океаническую кору из рифтовых зон и оттуда переносится на мелководья прибрежных зон. Одновременно происходил вынос рифтовых зон кремнезёма и перенос его на мелководья. Всё это в конечном итоге привело к металлогении материков, где многие месторождения Fe, Ag, Cu, Li, Be, Nb, Ta и других металлов сформировались также в ходе повсеместной переработки корового вещества древних платформ и осадков.

Итак, формирование океанической и материковой коры происходило неодинаково. Первая из них постоянно обновляется за счёт вещества астеносферы, выходящего через промежутки между литосферными океаническими плитами. В тех местах, где плиты расходятся, образуется новая литосфера с океанической корой; там, где плиты сходятся и надвигаются друг на друга, возникают соседствующие друг с другом глубоководные желоба и островные дуги или активные окраины материков. Здесь формируется второй тип земной коры и осадков, затащенных туда в ходе поддвига литосферных плит.

§ 3.2 Строение земной коры

Различие механизмов формирования земной коры на отдельных участках привело к неодинаковому её строению. В связи с этим принято различать материковую и океаническую кору (рис. 3.2).

Материковая кора имеет мощность, изменяющуюся в широких пределах: от 25 – 30 км под равнинами до 60 – 75 км под горными областями, в среднем составляя 33 – 35 км. Под горами имеются утолщения земной коры, выступы её вглубь («корни гор»). Особенно большой толщины кора достигает под Памиром, Гиндукушем (более 60 км), Гималаями (около 75 – 80 км) и Андами (75 км). Обычно самые высокие хребты имеют самые глубокие корни в земных недрах.

При сейсмическом зондировании материковой коры выделяются три основных её слоя, различающихся своей плотностью. Верхний из них носит название *осадочного слоя*. Это наименее плотный слой ($\rho \approx 2.2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$) толщиной

2 – 3 км в районах спокойного, почти горизонтального залегания горных пород (платформы) до 20 – 30 км в местах, где породы смяты в складки, пронизанные глубокими трещинами (геосинклинальные области). Осадочный слой на материках не повсеместен: он покрывает сушу лишь на 70 – 80% в среднем на глубину до 5 – 10 км. Этот слой представлен осадочными горными породами (глина, песок, песчаники, известняки, мергели), на нём залегает слой почвы. Значения v_p в пределах осадочного слоя изменяются от 1.8 до 5.0 км/с.

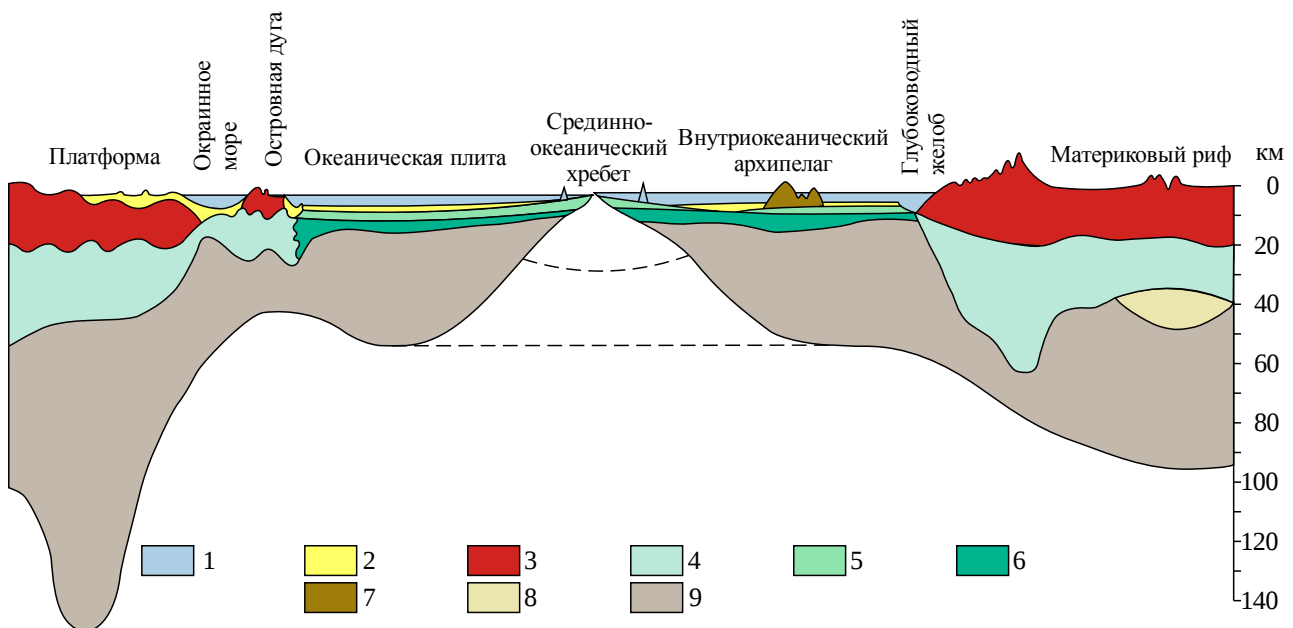


Рис. 3.2. Строение земной коры

1 - вода; 2 - осадочный слой; 3 - гранитный слой; 4 - базальтовый слой континентальной коры; 5 - базальтовый слой океанической коры; 6 - магматический слой океанической коры; 7 - вулканические острова; 8, 9 - мантия (ультраосновные магматические породы)

Второй, наиболее толстый слой материковой земной коры, чаще называемый *гранитным слоем*, имеет большую плотность $((2.4 \dots 2.6) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3)$, и в нём значения v_p находятся в пределах 5.0 – 6.2 км/с. Этот слой соответствует кристаллическим горным породам (гранит, гнейс и др.), во многих местах выходящим на поверхность (в Карелии, на Кольском полуострове, в Финляндии, Швеции, в центральных частях горных хребтов Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Альп, Карпат, Скалистых гор, Кордильер). В других местах гранитный слой скрыт под осадочным и его толщина достигает 10 – 20 км, а верхняя граница располагается на глубине в зависимости от мощности чехла осадков.

Третий слой материковой земной коры, обычно называемый *базальтовым слоем*, имеет плотность $(2.8 \dots 3.3) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Здесь скорость v_p составляет $6.9 - 7.6 \text{ км/с}$. Этот слой состоит из более тяжёлых горных пород, сходных с базальтами, габбро, анортозитами и другими так называемыми изверженными горными породами. Его толщина находится в пределах $15 - 25 \text{ км}$ (местами до 40 км), и он представляет собой сплошную оболочку. Гранитный слой от базальтового отделён *поверхностью Конрада*, на которой скорость сейсмических волн возрастает с 6.4 до 7.6 км/с .

Океаническая кора тоньше материковой, она состоит из двух основных слоёв – осадочного и базальтового. Дно Мирового океана, кроме центральных частей срединно-океанических хребтов, покрыто слоем осадков неодинаковой мощности: в пределах молодых вулканических горных систем она не превышает нескольких метров, а на глубоководных равнинах и у материковых склонов достигает $0.5 - 3.0 \text{ км}$. Возраст осадков определяется от позднеюрского (120 млн лет) до современного. При этом характерно, что в окраинных частях океана встречаются самые древние отложения, постепенно сменяющиеся всё более молодыми по направлению к осевым рифтовым долинам срединно-океанических хребтов.

Источниками глубоководных осадков являются материки и подводные вулканические извержения, выбрасывающие в морскую воду пеплы и лавы. Корма материков постоянно подвергается размыву и выветриванию, продукты которых переносятся поверхностными (до $85 - 90\%$) и грунтовыми ($1 - 2\%$) водами, льдом (7%) и ветром (1%) в Мировой океан. Ежегодно с материков в океан сносится около 27.3 млрд т материала, 80% которого осаждается в пределах материковых окраин, а 20% выносится в глубоководные бассейны и равнины. Основная роль в распределении континентальных осадков принадлежит планктоновым микроорганизмам, скелеты которых образованы соединениями кремния и кальция, ассимилированными из морской воды. Перенос и распределение вул-

канического материала, как и органических веществ, происходит благодаря подводным течениям и вихревым потокам. Большая часть осадочного слоя океана представлена известковыми илами, образованными остатками живых организмов.

Толщина базальтового слоя изменяется от 3 до 12 км. Между этими двумя основными слоями выделяется слой с меньшей, чем у базальтов, плотностью: его толщина 1 – 2 км, и он представлен лавами и вулканическими туфами. Таким образом, общая толщина океанической коры составляет 5 – 15 км, увеличиваясь до 20 км вблизи материков, под океаническими островами и подводными хребтами. В центральной части Тихого океана мощность коры около 5 – 8 км.

Земная кора имеет океаническое строение в районах Мирового океана с глубинами более 2000 м. Это так называемая *нормальная океаническая кора*. Базальтовая кора и отсутствие гранитного слоя вскрыты под глубокими частями Чёрного моря, южными районами Каспийского моря и в некоторых других морях. Такое же строение имеет земная кора подо дном многих других внутриматериковых морей с плоским дном, погружённым на большую глубину и окружённым чётко выраженным уступом материкового склона. Здесь кора значительно толще, чем подо дном океанов. Это связано с большей толщиной осадочных слоёв, непосредственно покрывающих базальтовый слой. Так, подо дном Чёрного моря кора имеет толщину около 28 км, подо дном южной части Каспийского моря – до 40 км. Утолщённая земная кора океанического типа обнаружена подо дном Средиземного, Сулавеси и некоторых других межостровных морей, подо дном Мексиканского залива. Океаническая кора в зонах срединно-океанических хребтов *аномальная*, в ней мощность осадочного слоя минимальная, а магматические породы основного состава (габбро, анортозиты) отсутствуют.

Выклинивание земной коры в горизонтальном направлении от материков к Мировому океану происходит постепенно, а иногда очень резко, выражается в исчезновении гранитного слоя и уменьшении толщины земной коры подо дном океанов. Уступ материкового склона отражает место перехода материковой коры

в океаническую. Материковый тип коры характерен и для мелководных морей и материковых отмелей (Северное, Балтийское, Азовское моря, мелководья окраинных морей Азии и др.).

§ 3.3 Горные породы

Горными породами называют слагающие земную кору минеральные агрегаты определённого состава и строения, образовавшиеся в результате геологических процессов. Каждая горная порода характеризуется определённым минеральным составом. Порода, состоящая преимущественно из одного минерала, называется *мономинеральной* (мрамор, кварцит, каменная соль и др.), из нескольких минералов – *полиминеральной* (гранит, гнейс). В горной породе различают главные породообразующие и второстепенные минералы, составляющие менее 5% горной породы. Строение горной породы характеризуется структурой и текстурой. Под *структурой* (строением) горной породы понимается форма, размеры и взаимное пространственное соотношение минеральных зёрен, составляющих породу. *Текстура* (сложение) – это совокупность признаков внешнего строения, определяемая равномерным или неравномерным распределением минералов, характером размещения минеральных зёрен, их ориентацией, трещиноватостью, пористостью, слоистостью и т.д.

По происхождению горные породы делят на три класса: магматические (изверженные), осадочные и метаморфические. Первые из них – *магматические* – образуются путём кристаллизации и затвердения магматических расплавов в глубинах земной коры или на земной поверхности. *Осадочные горные породы* образуются на земной поверхности или вблизи неё из продуктов разрушения ранее образованных пород, а также в результате жизнедеятельности организмов и путём выпадения химических осадков. *Метаморфические горные породы* образуются в глубоких зонах земной коры в результате изменения (метаморфизма) магматических и осадочных пород под влиянием высоких температур и давлений.

Магматические горные породы

Эти горные породы по условиям образования подразделяют на две группы: *интрузивные*, или глубинные, и *эффузивные*, или застывшие на земной поверхности в результате излияния магмы при вулканических извержениях. С различными условиями кристаллизации магматических расплавов связано образование множества структур магматических пород. Важнейшими из них являются: кристаллическая, плотнокристаллическая, стекловатая, порфировая и порфировидная.

Интрузивные и эффузивные породы различаются структурой и часто текстурой. Первые из них застывают на больших глубинах медленно, поэтому обладают *кристаллической*, а иногда *порфировидной структурой*. По относительному размеру минеральных зёрен различают *крупнозернистую* (зёрна более 3 мм), *среднезернистую* (от 1 до 3 мм), *мелкозернистую* (0.5 – 1 мм) и *плотнокристаллическую структуру* (зерна менее 0.5 мм рассеяны в стекловатой основной массе).

По структуре и текстуре горных пород часто можно определить условия их образования. Так, порфировая структура породы, представляющая собой включения крупных минеральных зёрен (порфировых вкрапленников) в мелкозернистой и стекловатой массе, а порфировидная – в средне- и мелкозернистой, свидетельствуют о двух фазах кристаллизации. Первая фаза кристаллизации происходит на большой глубине, вторая – после излияния лавы на земную поверхность или внедрения её в узкие трещины холодной земной коры.

Текстура магматических пород также отражает условия их кристаллизации и затвердевания. Наиболее характерными являются массивная, пузырчатая, миндалекаменная и флюидальная. Первая из них свойственна аморфным интрузивным породам бесструктурного вулканического стекла, вторая – породам с наличием пустот, образующихся от улетучившихся пузырьков газа. Если пустоты заполнены вторичными минералами (опал, халцедон, кальцит), то текстура породы называется миндалекаменной. Флюидальная текстура образуется при наличии

тектонических движений и течения магматических расплавов во время кристаллизации. Порфировые включения, минералы пластинчатой и удлинённой формы длинными осями располагаются ориентированно в направлении течения расплава.

Интрузивные горные породы образуют в земной коре массивы, среди которых различают батолиты, штоки, лакколиты, дайки, жилы и др. (рис. 3.3). Эти породы обладают кристаллической, а иногда порфировидной структурой. Наиболее распространёнными и типичными видами среди этих пород являются гранит, сиенит, диорит, габбро.

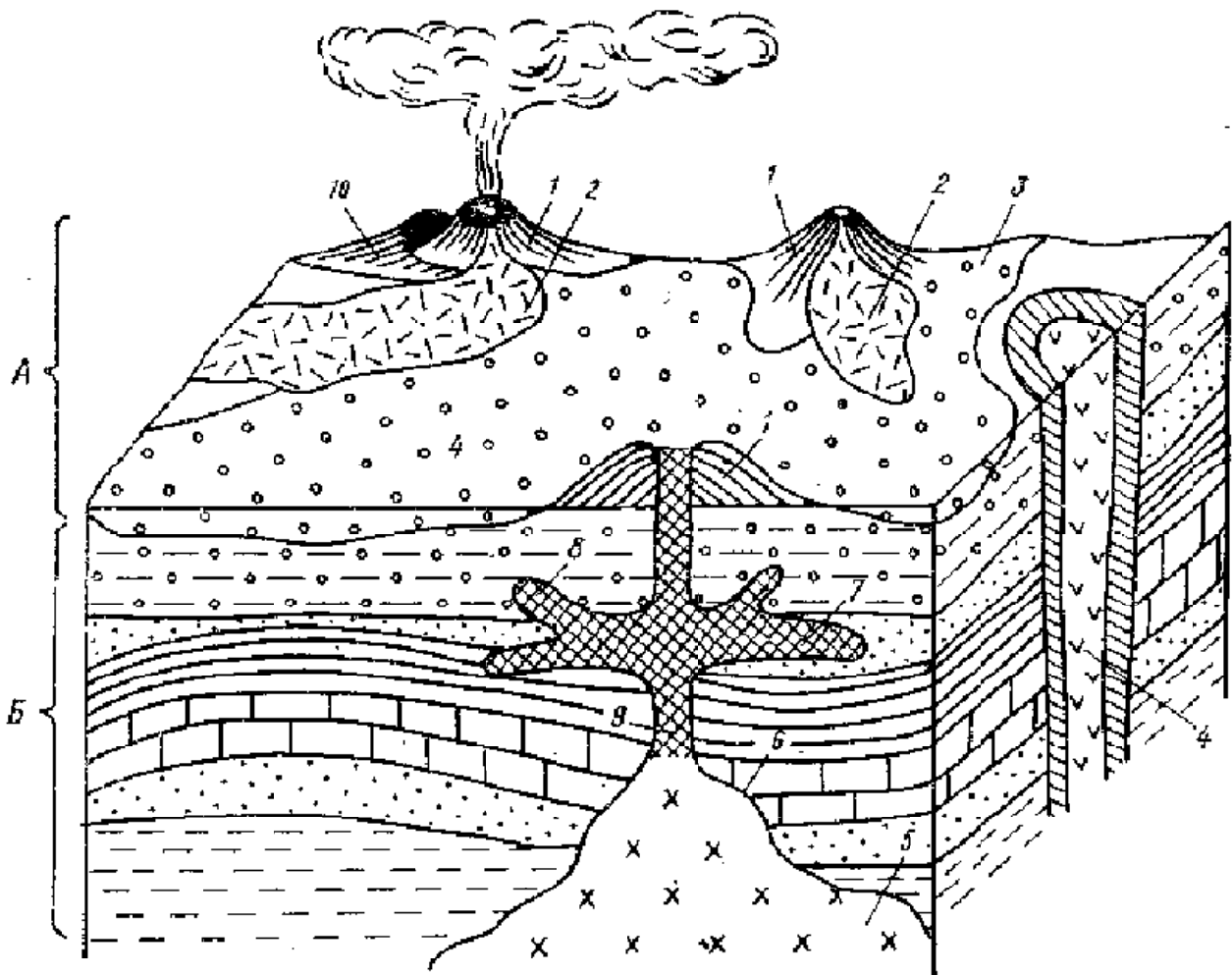


Рис. 3.3. Формы залегания эффузивных (А) и интрузивных (Б) пород

1 - конус; 2 - поток; 3 - покров; 4 - некк; 5 - батолит; 6 - шток; 7 - лакколит;
8 - дайка; 9 - жила; 10 - сомма

Эффузивные горные породы залегают на земной поверхности в виде потоков, покровов, куполов и других форм (рис. 3.3). Для них характерны плотнокристаллическая, порфировая и реже стекловатая структура. Типичные представители эффузивных пород – липарит, трахит, андезит, базальт, диабаз.

Осадочные горные породы

Эти породы образуются на земной поверхности. Исходным материалом для их формирования служат продукты разрушения (продукты выветривания) первичных изверженных, древних осадочных и метаморфических горных пород. Эти продукты переносятся текучими водами, ветром, ледниками; они откладываются на дне океанов, морей, озёр, в долинах рек, на склонах положительных форм рельефа, у их подножья и в котловинах (впадинах). В ходе переноса и отложения продуктов выветривания они сортируются и разделяются по крупности частиц, плотности и растворимости. В связи с таким разделением образуется большое разнообразие осадочных горных пород по минеральному составу, строению и сложению. Структура осадочных пород определяется составляющими структурными элементами и характером цементации. Характерной для осадочных пород является слоистая текстура – порода состоит из горизонтальных или волнистых слоёв, сложенных минеральными зёрнами различного состава, размера, окраски.

Общепринятой генетической классификации осадочных пород не существует. Деление их на группы производится условно, так как одни и те же разновидности пород могут образовываться различными путями. В зависимости от условий образования осадочные породы делят на три основные группы: обломочные, химические, биохимические (органогенные).

Обломочные осадочные породы классифицируют по размерам и форме обломков (глубокообломочные, песчаные, пылеватые, глинистые) и степени их сцементированности (рыхлые и сцементированные). Цемент, связывающий обломки, бывает различного химического и минерального состава. Наиболее часто

встречаются известковый, железистый, опаловый, кремнистый, кварцевый, глинистый и лавовый цементы.

Химические осадочные горные породы образуются из продуктов выветривания, перенесённых в виде растворов и отложенных посредством химического осаждения или усыхания водных бассейнов. Таким путём отлагаются почти все химически чистые одноминеральные породы. К ним относят: доломит, гипс, каменную соль, калийные соли, известняки химического происхождения, а также железные и марганцевые руды, бокситы и др.

Образование *биохимических горных пород* связано с жизнедеятельностью животных и растений. Важнейшими представителями этой группы являются диатомит, трепел, ископаемые угли, горючие сланцы и известняки (ракушечные, коралловые и др.).

Метаморфические горные породы

Эти породы образуются из магматических, осадочных и ранее образовавшихся метаморфических горных пород путём из изменения под влиянием высоких давлений и температур участием химически активных веществ (вода, горячие растворы, газы). Изменения могут происходить при поднятии расплавленной магмы в верхние горизонты или, наоборот, при погружении пород в глубокие горизонты земной коры. В большинстве случаев результаты метаморфизма сводятся к частичной или полной перекристаллизации пород и образованию новых структур.

В зависимости от характера и масштабов действующих факторов метаморфизма в определённых геологических условиях один из них является решающим. Так, в результате воздействия высокой температуры (при сравнительно низком давлении) из кварцевых песков и песчаников образуются кварциты, из известняков – мраморы, из глинистых пород – роговики; результатом высокого давления является превращение глин в глинистые сланцы, а при одновременном влиянии высокой температуры и давления на больших глубинах возникают слюдяные (глинисто-слюдяные) и роговообманковые сланцы, гнейсы.

Есть два основных класса метаморфических горных пород – сланцеватые и несланцеватые (табл. 3.1). Они различаются по наличию или отсутствию ориентировки в расположении минералов, обладающих *спайностью*, т.е. тенденцией раскалываться с образованием гладких поверхностей, расположенных параллельно потенциально возможным граням кристалла.

Таблица 3.1

Классификация и исходный материал метаморфических горных пород

Метаморфическая порода	Материнская порода
Сланцеватые:	
глинистый (аспидный) сланец	Глинистая порода, туф
филлит	То же
кристаллические сланцы (множество разновидностей)	Глинистая порода, глинистый песчаник, туф, риолит (липарит), андезит, базальт
гнейс	Гранит, диорит, габбро, конгломерат, аркоз
Несланцеватые:	
мрамор	Известняк или доломит (иногда с примесями)
кварцит	Кварцевый песчаник
роговик	Глинистая порода
серпентинит	Породы, богатые оливином (дунит, перидотит)
жировик (тальковая порода)	Серпентинит
антрацит	Битуминозный уголь

Сланцеватые метаморфические породы обладают способностью раскалываться по параллельным, близкорасположенным плоскостям (*кливаж, сланцеватость*). Из них чаще всего встречаются глинистые (аспидные) сланцы, филлиты, кристаллические сланцы и гнейсы. Различные между этими породами в основном сводится к степени их сланцеватости и крупности зёрен.

Несланцеватые метаморфические породы – это массивные породы, у которых минералы располагаются непараллельно и не обладают спайностью. К таким породам относят мрамор, кварцит, серпентинит, антрацит.

С метаморфическими породами связаны месторождения многих полезных ископаемых (медь, железо, цветные и редкие металлы), строительных и отделочных материалов.

ГЛАВА 4. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

За основную характеристику геофизических полей принимают силу, с которой они действуют на единичный источник (электрический заряд, массу, энергию). Обычно эту силу называют *напряжённостью поля* E , которая является векторной величиной, направленной в сторону действия силы. Если сила ориентирована по радиусу от источника, то напряжённость считается положительной, если к источнику – отрицательной.

Напряжённость геофизических полей может быть оценена через *потенциал*, т.е. работу, произведённую внешними силами для внесения единичного положительного источника в данную точку поля из бесконечности при условии, что напряжённость в бесконечности равна нулю. Эта работа придаёт источнику некоторый энергетический потенциал U . Между E и U установлена связь

$E = -\text{grad}U$: градиент направлен в сторону увеличения потенциала, а напряжённость – в сторону его падения.

Из всех геофизических полей наибольший интерес представляют гравитационное, электромагнитное и тепловое поля.

§ 4.1 Гравитационное поле Земли

Между любыми двумя телами (частицами) в природе всегда существует силовое взаимодействие, в результате которого происходит их взаимное притяжение. Физическое поле этого взаимодействия носит названия поля тяготения, или *гравитационного поля* (от лат. *gravitus* – тяжесть).

Основными измеряемыми элементами гравитационного поля Земли являются ускорение свободного падения и вторые производные потенциала силы тяжести. По этим данным определяют форму Земли, они используются в астрономо-геодезических измерениях при определении высот пунктов и вычислении астрономо-геодезических уклонений отвеса. Элементы гравитационного поля Земли широко используют в гравиметрической разведке, навигации, метрологии и при решении целого ряда других задач.

Сила тяжести и её потенциал

По закону всемирного тяготения две точки притягиваются друг к другу с силой

$$\mathbf{F} = \frac{f m_1 m_2}{r_{1,2}^2}, \quad (4.1)$$

где f – постоянная тяготения, равная $(6.6720 \pm 0.041) \cdot 10^{-11} \text{ м}^2/\text{кг}^2$; $r_{1,2}$ – расстояние (м) между точками 1 и 2, имеющими соответственно массы m_1 и m_2 , кг.

На единицу точечной массы, жёстко связанной с Землёй, одновременно действуют три силы, геометрическая сумма которых, или их равнодействующая, носит название *силы тяжести* ($\mathbf{G}$):

$$\mathbf{G} = \mathbf{F} + \mathbf{I} + \mathbf{F}', \quad (4.2)$$

где $\mathbf{F}$ – сила притяжения между точкой и всеми массами Земли; $\mathbf{I}$ – центробежная сила, возникающая вследствие суточного вращения Земли вокруг своей оси; $\mathbf{F}'$ – сила притяжения небесных тел.

Силу $\mathbf{F}'$ определяют в зависимости (4.1). её числовое значение и направление непрерывно изменяются (из-за смены взаимного положения Земли и небесных тел), и это ведёт к *приливному изменению* $\mathbf{G}$. Для исключения $\mathbf{F}'$ в результаты измерений обычно вводят специальную поправку.

Сила $\mathbf{F}$ определяется распределением масс в теле Земли и её формой. Если в первом приближении принять Землю за шар, состоящий из концентрических слоёв постоянной плотности, то сила $\mathbf{F}$ будет направлена к центру Земли и подчиняться закону

$$\mathbf{F} = \frac{fMm_i}{r^2}, \quad (4.3)$$

где M и m_i – соответственно масса Земли и i -й точки; r – так называемое геоцентрическое расстояние, $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ (x , y и z – геоцентрические координаты).

Для реальной Земли значение силы $\mathbf{F}$ отличается от значения вычисленного по формуле (4.3) (рис. 4.1).

Центробежная сила $\mathbf{I}$ направлена по радиусу малого круга, по которому происходит вращение Земли. Она равна

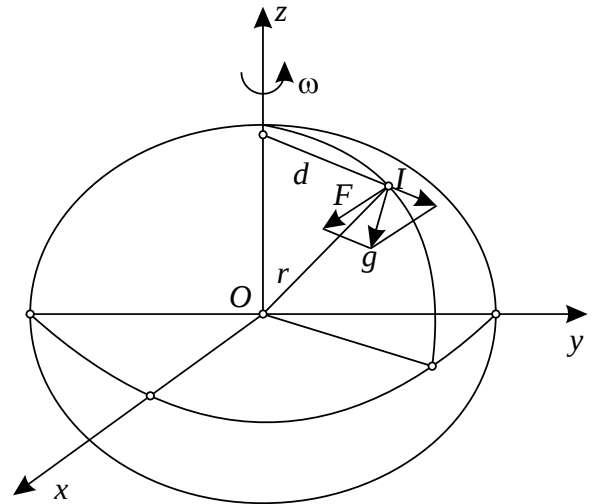


Рис. 4.1. Пространственные координаты и вектор силы тяжести

$$\mathbf{I} = m\omega^2 d, \quad (4.4)$$

где ω – угловая скорость вращения Земли; d – расстояние от оси вращения до i -й точки.

Максимум силы $\mathbf{I}$ достигает на экваторе, где она противоположна силе тяготения $\mathbf{F}$. Центробежная сила стремится уменьшить силу притяжения.

Если принять массу притягиваемой точки за единицу, то сила тяжести будет численно равна ускорению свободного падения (g). Поэтому иногда вместо полного термина «ускорение свободного падения» употребляют сокращённое выражение «сила тяжести». Она способствует удержанию тел и предметов на поверхности Земли.

Обычно поле силы тяжести изучают, вводя понятие потенциальной энергии U . При этом потенциалом вектора $\mathbf{G}$ называется такая функция координат, частные производные которой по прямоугольным координатам равны проекциям этого вектора на соответствующие координатные оси.

При перемещении единичной материальной точки ($m = 1$) на бесконечно малое расстояние dr будет совершена работа $dA = \mathbf{F}dr$. Эта работа связана с затратой энергии $-dU = \mathbf{F}dr = f \frac{M}{r^2} dr$.

Интеграл выражения $f \frac{M}{r^2} dr$ представляет собой потенциальную энергию

$$U = f \frac{M}{r}, \quad (4.)$$

или так называемый *гравитационный потенциал* однородного шара с массой M , который представляет собой скалярную функцию геоцентрических координат x, y, z материальной точки с единичной массой m .

С потенциальной энергией U тесно связано ускорение $\mathbf{a}$ единичной массы. Так, по второму закону Ньютона $\mathbf{F} = m\mathbf{a}$ с учётом формулы (4.3)

$$\mathbf{a} = f \frac{M}{r^2}. \quad (4.6)$$

Сравнивая выражения (4.5) и (4.6), получим

$$\mathbf{a} = -\frac{dU}{dr}. \quad (4.7)$$

Знак «минус» означает, что вектор-ускорение направлен по геометрическому радиусу r в противоположном направлении.

Формула (4.5) определяет потенциал притяжения Земли, представляющей собой шар однородной плотности. Для реальной Земли с её сложной формой и неоднородной плотностью потенциал притяжения U будет представлять собой интеграл элементарных масс dM , в совокупности составляющих массу Земли:

$$U = \int_M f \frac{dM}{r_i}, \quad (4.8)$$

где r_i – расстояние от центра элементарной массы dM до i -той точки, для которой вычисляется потенциал.

Потенциал центробежной силы U_1 на геоцентрической широте ψ равен

$$U_1 = 0.5\omega^2 r^2 \cos^2 \psi. \quad (4.9)$$

Тогда потенциал силы тяжести Земли W равен сумме потенциалов силы притяжения U и центробежной силы U_1 , т.е.

$$W = \int_M f \frac{dM}{r_i} + 0.5\omega^2 r^2 \cos^2 \psi. \quad (4.10)$$

Производная от W по направлению нормали n к уровенной поверхности является полной силой тяжести:

$$\mathbf{G} = \frac{\partial W}{\partial n}. \quad (4.11)$$

Величина W непосредственно не измеряется. Измерению подлежат только ускорение $\mathbf{g}$, численно равное $\frac{\partial W}{\partial n}$, и производные второго порядка от потенциала.

В СИ ускорение $\mathbf{g}$ измеряется в метрах на секунду в квадрате (м/с^2).

Вторые производные потенциала силы тяжести имеют размерность градиента силы тяжести $\left[\frac{\partial \mathbf{g}}{\partial n}\right] = [\text{с}^{-2}]$. Наибольшей для Земли является вторая производная W_{zz} , она равна около $3 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-2}$.

Нормальное гравитационное поле и его аномалии

Гравитационное поле Земли имеет сложную структуру, обусловленную неоднородностью вещества земной коры и мантии. Поэтому его принято разделять на две части: *нормальное гравитационное поле* и *остаточное аномальное поле*.

Как уже отмечалось, земной эллипсоид наилучшим образом аппроксимирует основную уровенную поверхность Земли – геоид. У него большая экваториальная полуось a_3 , полярное сжатие α , масса M и угловая скорость осевого вращения ω совпадают с соответствующими параметрами Земли. Этот эллипсоид называют *уровенным эллипсоидом* (нормальной Землёй). Его параметры определяют из совместной обработки данных астрономо-геодезических и гравиметрических работ и спутниковых наблюдений, выполняемых в планетарном масштабе.

В качестве параметров нормальной Земли вычисляют нормальный потенциал U , нормальную силу тяжести $\mathbf{g}_0$, вторые производные нормального потенциала силы тяжести и другие элементы нормального поля.

Величину $\mathbf{g}_0$ будем определять как градиент потенциала U , т.е. $\mathbf{g}_0 = \frac{\partial U}{\partial n}$, где n – направление нормали к уровенной поверхности нормального гравитационного поля. Величина $\mathbf{g}_0$ изменяется по закону Сомильяна:

$$\mathbf{g}_0 = \frac{a_3 g_3 \cos^2 B + b \mathbf{g}_\Pi \sin^2 B}{\sqrt{a_3^2 \cos^2 B + b^2 \sin^2 B}}, \quad (4.12)$$

где a_3 и b – соответственно большая и малая полуось эллипсоида; $\mathbf{g}_3$ и $\mathbf{g}_\Pi$ – нормальная сила тяжести соответственно на экваторе и на полюсе эллипсоида; B – геодезическая широта точки.

Формула (4.12) неудобна для вычислений. Если её разложить в ряд, то можно получить приближённую зависимость

$$\mathbf{g}_0 = \mathbf{g}_0(1 + \beta \sin^2 B - \beta_1 \sin^2 2B), \quad (4.13)$$

носящую название «формула Клеро» – по имени французского математика и астронома.

Числовые коэффициенты β и β_1 связаны между собой соотношениями и определяются по экспериментальным данным о гравитационном поле Земли:

$$\beta = \frac{\mathbf{g}_\Pi - \mathbf{g}_3}{\mathbf{g}_3}; \quad \beta_1 = (1/8)\alpha^2 + (1/4)\alpha\beta. \quad (4.14)$$

Следует иметь в виду, что центробежная сила действует только на предметы, связанные с Землёй и участвующие с ней в общем вращении вокруг земной оси. Предметы, удалённые от Земли (например, ИСЗ), не участвуют в этом вращении, а движутся по законам притяжения вокруг Земли. В таких случаях законы движения определяют поле тяготения, а не поле силы тяжести.

Реальные значения силы тяжести $\mathbf{g}$, наблюдаемые в различных частях земной поверхности, отличаются от нормального её значения $\mathbf{g}_0$. Разность $\mathbf{g} - \mathbf{g}_0$ в пункте наблюдений называют *аномалией силы тяжести* $\mathbf{g}_a$ (гравитационной

аномалией). Величина g_a обусловлена залеганием на глубине тяжёлых или лёгких горных пород и руд. Аномалии бывают положительными («избыток масс»), обычно присущими глубоководным впадинам океанов, и отрицательными – в высокогорных областях материков и в районах залегания лёгких горных пород и руд.

При продвижении в глубь Земли сила тяжести уменьшается и в центре Земли доходит до нуля. Это является следствием двух причин. С одной стороны, к центру Земли сила притяжения возрастает обратно пропорционально квадрату радиуса, с другой – убывает пропорционально уменьшению массы, так как внешние массы вышерасположенных слоёв на данную продвигающуюся вглубь точку не действуют.

Общее (суммарное) изменение силы притяжения с глубиной можно описать законом

$$\Delta F = 0.3086z - 0.0838\rho z, \quad (4.14)$$

где z – углубление точки в земные недра.

Направления реальной и нормальной сил тяжести между собой не совпадают. Это отличие характеризуется отклонением (отклонением) отвеса. Его максимальное значение составляет $1'$.

Гравитационные явления и процессы

Важнейшим следствием сил гравитации являются так называемые гравитационные явления и связанные с ними гравитационные процессы. Под *гравитационным явлением* понимается перемещение горных пород под влиянием силы тяжести с последующим их разрушением и накоплением в виде рыхлых грубообломочных отложений.

В гравитационных явлениях принимают участие экзогенные, эндогенные и техногенные факторы. Это и процессы механического выветривания, процессы нарушения и ослабления сцепления между отдельными слоями горных пород под влиянием атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод, процессы

выщелачивания и вымывания отдельных минералов и пород под землёй, образования подземных пустот, обрывов или крутых склонов на поверхности Земли. Большая роль в нарушении устойчивого равновесия горных пород принадлежит землетрясениям, различного рода взрывам, вымывания пород из основания склона рекой, в результате абразии, а также их изъятию при карьерной выработке. В конечном итоге действие этих факторов так или иначе ведёт к нарушению равновесия горных пород и к их движению, главная роль в котором принадлежит силе тяжести и воде (аквальный фактор).

Гравитационные явления разнообразны. Они различаются своей распространённостью, энергией, объёмом перемещающихся масс горных пород и некоторыми другими характеристиками. Однако главное их различие заключается в неодинаковой роли силы тяжести и воды в их образовании. По этому признаку на суше выделяют собственно гравитационные, гравитационно-аквальные и аквально-гравитационные явления. В морях, реках и озёрах гравитационные явления носят название гравитационно-субаквальных.

К *собственно гравитационным явлениям* относят *обвалы и снежные лавины*. Они происходят полностью под воздействием силы тяжести, главным образом в горах с обрывистыми склонами. При этих явлениях происходит отрыв глыб горных пород по трещинам различного происхождения (физическое выветривание, землетрясения, мощные техногенные взрывы и др.), движение оторвавшихся от горного массива пород, их разрушение и скопление разнообразного по размерам обломочного материала у подножия склона горы (горного массива). В итоге образуются так называемые *отвальные скопления* в форме вытянутых холмов с неровной бугристой поверхностью.

Обвалы обычно подготавливаются длительное время, но свершаются практически мгновенно и нередко обуславливают катастрофы. Эти явления могут совершаться также в подземных пустотах, образуя на земной поверхности различные провалы, колодцы и воронкообразные углубления.

Наибольшее распространение на земной поверхности имеют *гравитационно-аквальные явления*. К их числу относят *оползни*, которые присущи горным и равнинным областям. В отличие от обвалов при оползнях отделившаяся по трещинам масса горных пород не летит вниз и не падает, а скользит по склону. Оползни развиваются на любых склонах гор, где существует переслаивание различных пород с глинистыми. В равнинной местности оползни приурочены к бережьям рек, озёр и морей и характеризуются большим разнообразием форм и масштабов проявления. Так, объёмы сместившихся горных пород изменяются от сотен (небольшие оползни) до десятков тысяч (большие оползни) и даже сотен миллионов кубических метров (грандиозные оползни). По глубине захвата горного склона оползни бывают поверхностные, связанные с действием атмосферных осадков, и глубокие, поверхность скольжения которых проходит в зоне действия подземных вод. По характеру смещения их подразделяют на оползни разового одновременного смещения и многоразового продолжительного развития. Наблюдается большое разнообразие оползней по видам деформации и механизму смещения оползневых масс (оползни скольжения, обрушения, течения). Имеется группа крупных оползней, возникающих при мощных землетрясениях.

Оползневое тело обычно движется по глинистым породам, представляющим собой водоупор для водоносного горизонта. Влага этого горизонта нарушает сцепление между составляющими частицами вышележащих пород и глинистым фундаментом и потому способствует развитию оползневых процессов. Это тело может иметь различную форму и размеры. Обычно сверху оно ограничено ровной или бугристой площадкой, наклонённой внутрь склона, и обрывистым бугристым склоном, обращённым в сторону движения оползня. Иногда поверхность оползня напоминает речную террасу (террасовидные оползни) или цирк (циркообразные оползни).

К *аквально-гравитационным явлениям* относятся те, в образовании которых основную роль играет вода. Это *оползневые потоки, оплывины и сели*,

наблюдающиеся в горных районах. Их образование происходит в периоды активной геологической деятельности поверхностных и подземных вод, особенно при снеготаянии и ливневых жидких осадках. Вода, попадая в горные породы, уменьшает сцепление между составляющими их частицами и даже зёрнами. В результате породы приобретают текучую консистенцию, они разжижаются и под действием силы тяжести начинают сползать или даже стекать вниз по склону.

Оползневые потоки обычно имеют линейную форму, поверхность которой бугристая. Оплывины по своим размерам меньше оползневых потоков, а по форме округлые. Сели представляют собой кратковременные, бурные с большой разрушительной силой горные потоки. В них очень большое (до 75% общей массы потока) содержание глинистых и песчаных частиц, щебня и отдельных глыб размером в несколько кубических метров. Движение селя происходит в виде последовательно смещающихся валов из воды и твёрдых веществ.

Четвёртый тип гравитационных явлений – *гравитационно-субаквальные* – происходят на подводных склонах рек, озёр и морей. Здесь оползни возникают в основном под действием силы тяжести на относительно крутых склонах. Под влиянием своей массы подводных осадочный слой в виде илистых образований начинает ползти. Этот процесс усиливается массой обрушающихся берегов, создающей дополнительную нагрузку на оползающее тело подводного склона.

§ 4.2 Электромагнитное поле Земли

Электромагнитное поле Земли является постоянным действующим механизмом взаимодействия между электрически заряженными частицами всех её оболочек. Изменение состояния этих частиц во времени и пространстве вызывает электрические токи, сопровождаемые магнитными полями. Отсюда следует, что *электромагнитное поле Земли представляет собой единое целое, имеющее две формы проявления*. Одна из них – *электрические поля* с собственными источниками тока, другая – *магнитные поля*, создающиеся движущимися электрическими зарядами и спиновыми (от англ. spin – вращение) моментами носителей магнетизма (электроны, протоны и др.).

Электромагнитные параметры и свойства оболочек Земли

Электромагнитные свойства оболочек Земли характеризуются рядом параметров: удельной электрической проводимостью σ , удельным электрическим сопротивлением ρ_z , относительной диэлектрической проницаемостью ϵ и некоторыми другими. Все они изменяются во времени и пространстве и имеют неодинаковые значения в различных геосферах.

Электрическая проводимость атмосферы.

Атмосфера Земли в своём составе имеет нейтральные молекулы и атомы, положительно и отрицательно заряженные ионы, и свободные электроны. Вследствие содержания электрически заряженных частиц атмосфера обладает электропроводностью, которая в каждой точке определяется источниками *ионизации* и ионными константами. К числу основных возбудителей электрически заряженных частиц в атмосфере, или *основных ионизаторов атмосферы*, относятся космические лучи, солнечная и земная радиации (излучения).

Каждую секунду на площадку в 1 км^2 через границу земной атмосферы в направлении земной поверхности из космоса падают более 10 тысяч релятивистских (движущихся со скоростями, близкими к скорости света) заряженных частиц. Они называются *космическими лучами*. Происхождение большей части этих лучей связано с грандиозными взрывами сверхновых звёзд в нашей Галактике.

Эти космические лучи (первичное космическое излучение) в высокой степени изотропны, и их поток постоянен во времени. Больше всего в составе космических лучей протонов, т.е. ядер водорода, – около 90% всех частиц. Примерно около 7% ядер гелия. Остальная часть содержит ядра всех остальных элементов. При взаимодействии с атомными ядрами атмосферы эти частицы порождают обильные ливни электронов и мезонов различного знака и энергии (вторичное космическое излучение). Мезоны больших энергий достигают земной поверхности и проникают в глубь земной коры, меньших энергий – при движении

в атмосфере почти мгновенно распадаются. При пролёте вблизи ядер атомов атмосферы быстрые электроны частично теряют свою энергию излучением. Таким путём создаются пары электрон – позитрон, которые также ведут к образованию новых пар электрически заряженных частиц, и в конечном итоге возникают ливни таких частиц. Этот механизм ведёт к созданию свободных заряженных частиц в атмосфере и обеспечивает её электрическую проводимость.

Преобладающая часть *солнечной радиации* ультрафиолетового и рентгеновского диапазонов поглощается в верхних слоях атмосферы (выше 40 км). Этот процесс сопровождается расщеплением атомов атмосферы на ионы – носители электрически заряженных частиц. Корпускулярное солнечное излучение также ионизирует атмосферу в пределах, сравнимых с теми, которые создаются электромагнитным излучением Солнца. В целом излучение Солнца и его высокая температура ионизируют истекающий из Солнца газ, поэтому каждый его атом несёт электрический заряд.

Земная радиация ионизирует атмосферу в непосредственной близости у земной поверхности. Это происходит главным образом за счёт поступления из земной коры продуктов радиоактивного распада тяжёлых элементов горных пород. Излучение радиоактивных веществ земной коры почти полностью поглощается почвенным слоем. Поэтому непосредственным ионизатором нижней атмосферы являются вторичные продукты радиоактивного распада. Поступающая от земной поверхности в атмосферу эманация радиоактивных веществ способствует возникновению α -, β - и γ -излучений, ионизирующих молекулы воздуха.

Наряду с ионизацией в атмосфере происходит обратный процесс – *рекомбинация* (воссоединение) ионов и электронов с образованием нейтральных атомов, и молекул из свободных электронов и положительных атомных и молекулярных ионов. Причём рекомбинация положительного и отрицательного ионов в основном происходит в нижних слоях атмосферы, положительного иона и электрона – в верхних слоях атмосферы.

Электрическая проводимость гидросферы.

Природные воды в основном представляют собой смеси растворов сильных электролитов. В них электрические заряды под действием внешнего электрического поля переносятся ионами. Удельная электрическая проводимость природной воды зависит от концентрации раствора m' , валентности ионов $z^{\pm}$, их подвижности U и электрохимической активности v . В единицах СИ эта зависимость имеет вид

$$\sigma = 10^4 \sum [vm'_i z^{\pm} (U_0^+ + U_0^-)], \quad (4.15)$$

где $U_0^+ + U_0^-$ – подвижность одиночного заряда; σ в См/м.

Совершенно чистые природные воды являются плохим проводником электричества. Но воды материков и Мирового океана никогда не бывают химически чистыми. В них содержатся растворённые вещества (соли, органические соединения, газы) и различные самостоятельные фазы (твёрдые частицы органического и неорганического происхождения, пузырьки газа). Основными представителями растворённых веществ являются соли, содержащие определённое количество ионов. Поэтому повышение солёности воды S сопровождается ростом концентрации ионов и как следствие – повышением σ . На σ морской воды оказывает также влияние изменения температуры воды ϑ_v , сопровождающиеся изменениями скорости колебания концентрации ионов. В результате повышение ϑ_v морской воды ведёт к росту её электрической проводимости.

Электрическая проводимость земной коры и земных недр.

Она изменяется в значительно больших пределах, чем это характерно для морской воды, и обуславливается существенными различиями значений σ кристаллов, минералов и горных пород. Электропроводность составных частей земной коры и земных недр в значительной мере зависит от целого ряда изменчивых во времени и пространстве факторов. К их числу относятся температура и минеральная структура горных пород, содержание в них минерализованной влаги,

нефти и газа. Поэтому только для однокомпонентных непористых горных пород можно говорить о вполне определённых или однозначных значениях σ .

Другие электромагнитные свойства Земли.

Электрическая проводимость является основной электрической характеристикой проводящих сред. Для диэлектриков такой характеристикой служит *относительная диэлектрическая проницаемость* ϵ . Она зависит от полярных свойств молекул вещества, температуры, концентрации и свойств примесей, а также от частоты внешнего поля.

Магнитная восприимчивость κ_m характеризует способность вещества изменять свой магнитный момент при воздействии внешнего магнитного поля. В зависимости от числового значения и знака κ_m все природные вещества делят на диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. Для воздуха магнитная восприимчивость практически равна единице, т.е. воздух не искажает внешнего магнитного поля. Природные воды представляют собой диамагнитное вещество. Для них κ_m является отрицательной величиной, составляющей немногим более десятка миллионных долей единицы. Она зависит от температуры и фазового состояния воды.

Отрицательный знак κ_m для диамагнитных тел (дерево, мрамор, стекло, нефть, гипс, каменная соль, а также металлы – золото, серебро, свинец, медь и др.) характеризует направленность магнитного момента в сторону, противоположную внешнему магнитному полю. Это означает, что диамагнитные вещества под действием магнитного поля намагничиваются в направлении, обратном действующему полю; они вызывают ослабление магнитного поля Земли, т.е. отрицательные магнитные аномалии.

В парамагнитных телах (молекулярный кислород, оксид азота, соли редких земель и элементов группы железа, щелочные и щёлочноземельные металлы и др.) магнитная восприимчивость положительна и совпадает с направлением внешнего магнитного поля. Горные породы, содержащие парамагнитные вещества, создают наибольшие положительные магнитные аномалии.

Ферромагнитные вещества (железо, никель, кобальт и другие металлы, некоторые оксиды этих металлов и т.п.) обладают рядом отличительных свойств и признаков. Они имеют чрезвычайно сильную способность намагничиваться. Их положительная магнитная восприимчивость часто составляет единицы, а иногда десятки и даже тысячи единиц. Это означает, что по сравнению с диа- и парамагнитными веществами ферромагнитные в данном поле намагничиваются сильнее в миллионы раз. Это ведёт к образованию на Земле мощных положительных магнитных аномалий. Другой особенностью этих веществ является то, что они обнаруживают способность сохранять приобретённую ими намагниченность или обладают остаточным намагничиванием.

Региональные и локальные электрические поля земной коры

Подобно тому как электромагнитное поле Земли является единым целым, его составная часть – земное электричество – тоже представляет собой единое целое, состоящее из электрического поля земной коры (электротеллурического поля) и электрического поля атмосферы.

Электротеллурическое поле.

Электротеллурическое поле представляет собой поле сравнительно слабых электрических токов верхних слоёв земной коры. Его можно рассматривать как поле, возбуждаемое региональными и локальными факторами.

Любой электромагнитный процесс, изменяющийся во времени, – результат взаимодействия электрического и магнитного полей. Поэтому при изучении электромагнитного поля Земли учитывают все компоненты этого переменного поля. В каждой точке наблюдений на земной поверхности (λ , φ) и в любой момент времени t обнаруживаются все шесть компонент единого поля Земли: E_z , E_λ , E_φ , H_z , H_λ , H_φ , где E_z и H_z – вертикальные компоненты электрического и магнитного полей; E_λ , E_φ и H_λ , H_φ – широтные и меридиональные (горизонтальные) компоненты поля земных токов.

Электромагнитное поле имеет постоянную (нормальную) $[E_0(\lambda, \varphi), H_0(\lambda, \varphi)]$ и переменную $[E(\lambda, \varphi, t), H(\lambda, \varphi, t)]$ составляющие, которые соответственно носят названия постоянного поля («нормального поля») и переменного поля. Возникновение или возмущение этих полей обязано ряду факторов, которые условно объединяют в следующие группы:

- ионосферно-электрические процессы (колебания ионосферы, полярные сияния);
- погранично-электрические процессы (фильтрационно-электрические процессы, конвективные токи в тропосфере и земной коре, грозовые процессы и т.д.);
- литосферно-электрические процессы (контактные напряжения, термо-электрические и химико-электрические процессы).

Кроме того, теллурические (земные) точки обязаны своим возникновением конвективным движениям среды и земном ядре. Имеются и другие возбудители электротеллурического поля. К их числу относятся процессы взаимодействия Солнца и космических лучей с геомагнитным полем, приливные эффекты в гравитационном поле системы Солнце – Земля – Луна, магнитные бури и др. Под совместным влиянием всех указанных основных возбудителей возникают электротеллурические поля регионального масштаба.

Электрическое поле атмосферы.

Большая часть электрического поля атмосферы за исключением временно существующих областей возмущения всегда направлена нормально к земной поверхности. Такое направление поля в подавляющем числе случаев наблюдается в безоблачную, штилевую погоду («нормальные дни»). Это так называемое нормальное электрическое поле атмосферы, имеющее обычно напряжённость в пределах $0 > E_n(\lambda, \varphi, t) > -1$ кВ/м. Оно проявляется в фильтрационно-электрических эффектах, генерирующих конвекционные токи в нижних слоях атмосферы,

ионизирующих атмосферные осадки и аэрозоли. Электрические процессы в атмосфере всегда сопровождаются электромагнитными возмущениями, индуцирующими вихревые токи в земной коре.

Магнитное поле Земли

Считается, что геомагнитное поле практически совпадает с полем стержнеобразного магнита, расположенного вблизи его центра. Причём центр земного магнитного диполя смещён относительно центра планеты на 0.07 среднего радиуса Земли в сторону Тихого океана, а ось диполя, или *магнитная ось Земли*, наклонена к оси вращения Земли на 11.5° . Магнитные силовые линии такого огромного магнита выходят из северного магнитного полюса, расположенного в Южном полушарии, и, огибая Землю и распространяясь на десятки тысяч километров и более околоземное пространство, направляются к южному магнитному полюсу в Северном полушарии.

Принято считать, что там, где магнитная ось пересекает поверхность Земли, располагаются геомагнитные полюсы. В Северном полушарии располагается южный геомагнитный полюс, в Южном полушарии – северный. Но в обиходе их называют по аналогии с географическими полюсами. Геомагнитные полюсы не совпадают с географическими.

Координаты геомагнитных полюсов относятся только к условно однородно намагниченному шару идеальной формы. На самом деле геомагнитное поле значительно сложнее, чем поле стержнеобразного магнита. Поэтому, наряду с геомагнитными полюсами (теоретическое понятие), различают реальные *магнитные полюсы Земли*, где магнитная стрелка под действием геомагнитного поля занимает вертикальное положение. Положение геомагнитных и магнитных полюсов не является постоянным: оно непрерывно меняется от года к году.

Магнитное поле существует не только вблизи земной поверхности. Оно встречается с космическим магнитным полем Солнца и полем *солнечного ветра*,

т.е. с истечением плазмы солнечной короны (внешняя часть солнечной атмосферы) в межпланетное пространство. Область действия геомагнитного поля называется *магнитосферой*, а её внешняя граница – *магнитопаузой*. Физические свойства магнитосферы Земли определяются геомагнитным полем и его взаимодействием с потоками солнечного ветра. Магнитосфера имеет сложную форму (рис. 4.2): на стороне, обращённой к Солнцу, она сжата, на противоположной стороне – сильно вытянута, образуя так называемый магнитный хвост. Простирается магнитосфера на огромные расстояния. Наименьшее – в сторону Солнца – достигает 8 – 14 земных радиусов, наибольшее – около 16 радиусов Земли. Магнитный хвост имеет ещё большие размеры.

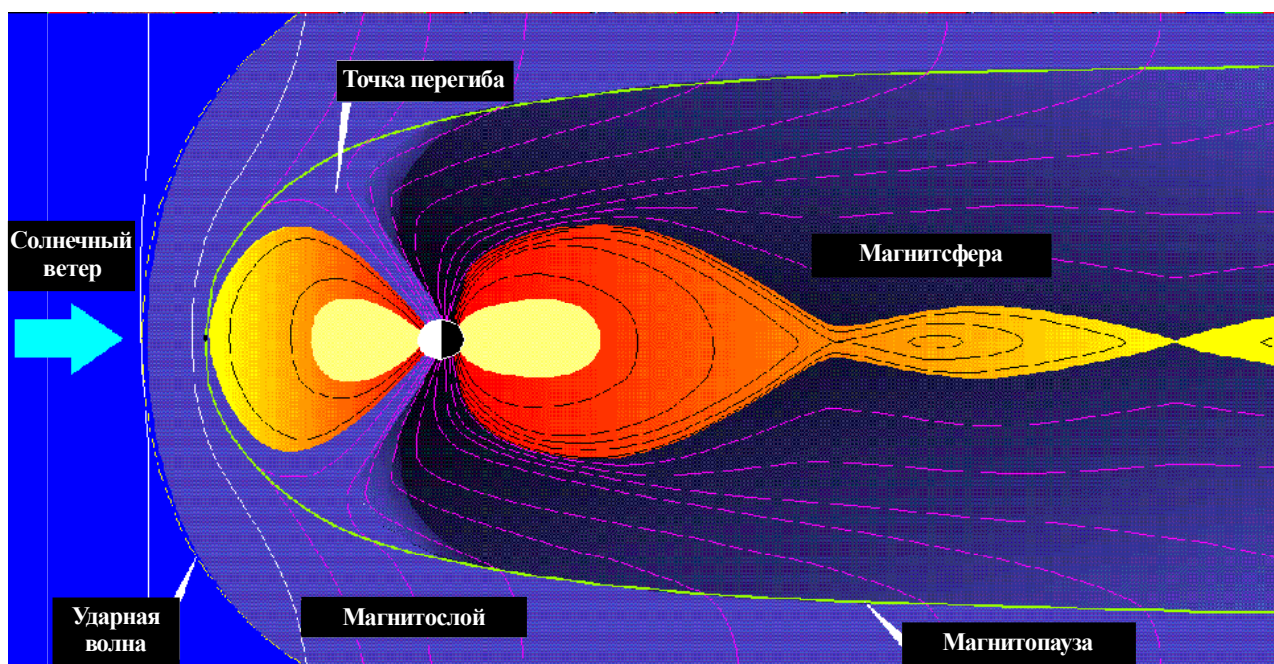


Рис. 4.2. Строение магнитосферы Земли

В магнитосфере Земли находятся так называемые внутренний и внешний *радиационные пояса Земли*, т.е. области, в которых геомагнитное поле удерживает заряженные частицы (протоны, электроны), обладающие большой кинетической энергией. Первый из них имеет наибольшую плотность (в основном протонов) над экватором на высоте $(3...4) \cdot 10^3$ км; внешний находится на высоте около $22 \cdot 10^3$ км. В радиационных поясах частицы движутся по сложным траекториям из Северного полушария в Южное и обратно.

Радиационные пояса состоят из остатков потоков заряженных частиц, вторгшихся в атмосферу Земли во время полярных сияний. Их образование связано с действием трёх процессов: внутреннего, внешнего, ускорительного. Первым из них состоит в распаде нейтронов атомных ядер атмосферы Земли под действием космических лучей и образует внутренний радиационный пояс. При распаде нейтронов возникают заряженные частицы (протоны и электроны). Внешний процесс состоит в том, что корпускулярные потоки Солнца просачиваются, прорываются в магнитосферу с ночной стороны Земли. Ускорительный процесс сводится к возникновению магнитных гидродинамических волн, направляющихся к Земле.

Элементы земного магнетизма.

Геомагнитное поле как векторное поле характеризуется вектором напряжённости $\mathbf{H}_T$ или её составляющими. Поэтому геомагнитное поле обычно представляют так называемыми элементами земного магнетизма. В этих целях в прямоугольной системе координат (рис. 4.3) вектор напряжённости $\mathbf{H}_T$ в направлении магнитного меридиана раскладывают на две составляющие: *горизонтальную* $\mathbf{H}$, действующую в горизонтальной плоскости, и *вертикальную* $\mathbf{Z}$, перпендикулярную $\mathbf{H}$. Горизонтальную составляющую можно разложить на *северную* $\mathbf{X}$ и *восточную* $\mathbf{Y}$ составляющие, соответственно направленные вдоль географического меридиана и перпендикулярно ему. Стрелка компаса в каждой точке Земли направлена вдоль магнитного меридиана. Положение вектора $\mathbf{H}_T$ в пространстве характеризуется двумя угловыми составляющими земного магнетизма: магнитным склонением D и наклонением I . *Магнитное склонение* – это угол в горизонтальной плоскости между географическим и магнитным меридианами. *Магнитное наклонение* –

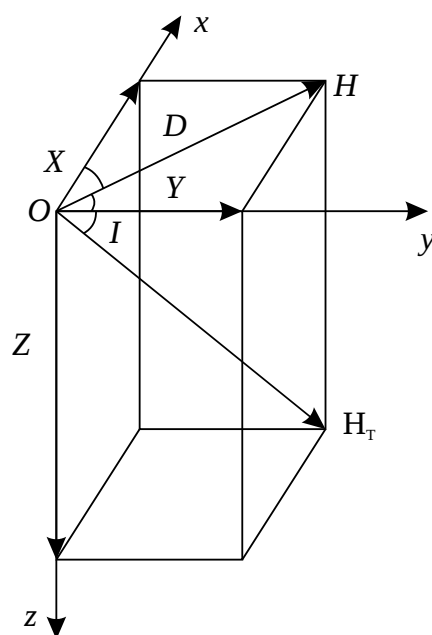


Рис. 4.3. Элементы земного магнетизма

угол между горизонтальной плоскостью и направлением полного вектора $\mathbf{H}_T$. Положительным склонением будет восточное, когда вектор $\mathbf{H}$ отклонён от севера к востоку, отрицательным – западное. Наклонение будет положительным, когда вектор $\mathbf{H}_T$ направлен вниз от земной поверхности (Северное полушарие), отрицательное – при направлении $\mathbf{H}_T$ вверх (Южное полушарие). Величины $\mathbf{H}$, $\mathbf{Z}$, $\mathbf{X}$, $\mathbf{Y}$, D и I носят название *элементов земного магнетизма* и представляют собой координаты конца вектора $\mathbf{H}_T$ в различных системах координат: в прямоугольной ($\mathbf{X}$, $\mathbf{Y}$, $\mathbf{Z}$), цилиндрической ($\mathbf{Z}$, $\mathbf{H}$, D) и сферической ($\mathbf{H}$, D , I). Между этими элементами существуют следующие соотношения:

$$\begin{aligned} \mathbf{X} &= \mathbf{H} \cos D ; \operatorname{tg} D = \frac{\mathbf{Y}}{\mathbf{X}} ; \\ \mathbf{Y} &= \mathbf{H} \sin D ; \mathbf{H}_T^2 = \mathbf{H}^2 + \mathbf{Z}^2 ; \\ \mathbf{Z} &= \mathbf{H} \operatorname{tg} I ; \mathbf{H}_T = \mathbf{H} \sec I = \mathbf{Z} \operatorname{cosec} I ; \\ \mathbf{H}^2 &= \mathbf{X}^2 + \mathbf{Y}^2 . \end{aligned} \quad (4.16)$$

Распределение основных элементов земного магнетизма по поверхности Земли изучают на основе *магнитных карт* (рис. 4.4), которые представляют собой семейство изолиний, т.е. кривых, соединяющих на карте точки равных значений того или иного элемента магнетизма. Так как значения этих элементов непрерывно изменяются во времени, то составление магнитных карт приурочивают к середине какого-либо года (1 июля) и этот момент называют *эпохой*. Обычно магнитные карты составляют для эпох, кратных пяти годам.

Все магнитные карты имеют свои названия в зависимости от того, изолинии какого элемента земного магнетизма на них представлены. Изолинии равных значений D называют *изогонами*, одинаковых I – *изоклинами*, одинаковых $\mathbf{H}$ и $\mathbf{Z}$ – *изодинами горизонтальных* или *вертикальных составляющих*, одинаковых $\mathbf{X}$ и $\mathbf{Y}$ – *изодинами северных* или *восточных составляющих*.

Каждый из элементов магнетизма изменяется во времени. Он не остаётся постоянным в многолетнем периоде, в течение года, сезона, суток и в более короткие промежутки времени. Такие изменения называются *вариациями элементов земного магнетизма* и могут быть самыми различными. Одни из них имеют

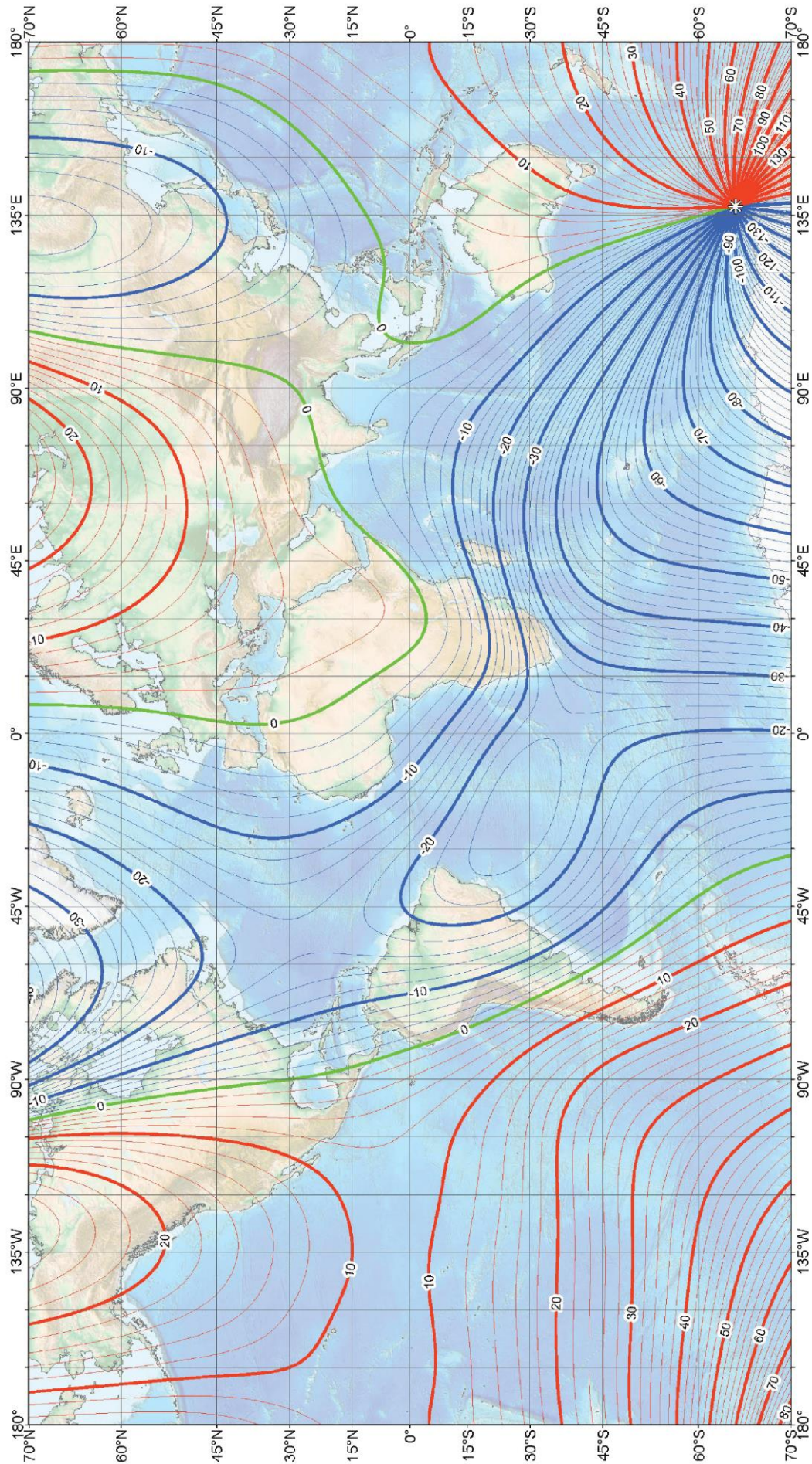


Рис. 4.4. Карта магнитного склонения. Эпоха 2010 г.

периодический характер, обнаруживаемый за короткий интервал времени (порядка суток), другие – монотонный характер изменения от года к году, а периодичность у них прослеживается лишь на протяжении нескольких сотен лет. Поэтому все вариации элементов земного магнетизма по своему характеру подразделяют на два типа: быстротечные периодические и медленные (*вековые*), различающиеся своим происхождением. Первые из них вызваны электрическими полями ионосферы, вторые – внутренними источниками земного шара. Поэтому наблюдаемое геомагнитное поле делят по степени изменчивости и характеру динамики на *главное (постоянное) и переменные магнитные поля*.

Главное магнитное поле Земли и магнитные аномалии

Геомагнитное поле с точностью до 25% можно принять за поле однородно намагниченного шара. Элементы земного магнетизма монотонно изменяются по мере продвижения от магнитного экватора к магнитным полюсам. Однако их изменения носят сложный характер, так как на большом количестве участков земной поверхности геомагнитное поле претерпевает резкие изменения на протяжении нескольких километров и даже метров. Это *магнитные аномалии*.

В зависимости от размеров таких участков магнитные аномалии делят на локальные, региональные и мировые. *Локальные аномалии* обычно имеют площадь до 15 – 20 км². Их причинами являются горные породы, обладающие магнитными свойствами. Наиболее сильные магнитные поля создаются в районах залегания железорудных горных и других пород с высоким содержанием ферромагнитных минералов. *Региональные магнитные аномалии* занимают площади в десятки и сотни квадратных километров. Причиной таких аномалий также являются различные по своим магнитным свойствам породы. Кристаллические изверженные (базальты, диабазы) и метаморфические (железистые кварциты и др.) породы содержат огромное количество магнетита и тем самым вызывают резкое усиление магнитного поля в данном регионе. Зоны распространения *мировых*

аномалий имеют в поперечнике до нескольких тысяч километров, т.е. соизмеримы с континентами. Причины этих аномалий, как считается, связаны с геологическими и физическими особенностями земной коры и мантии.

Магнитные аномалии могут быть положительными и отрицательными. Подавляющее число первых приходится на Северное полушарие, вторых – на Южное. Иногда положительные и отрицательные аномалии соседствуют друг с другом.

Геомагнитное поле является суммой нескольких полей, а именно:

$$\mathbf{H}_T = \mathbf{H}_0 + \mathbf{H}_M + \mathbf{H}_a + \mathbf{H}_{BH} + \delta\mathbf{H}_{BH}, \quad (4.17)$$

где $\mathbf{H}_0$ – поле, создаваемое однородной намагниченностью земного шара, или так называемое дипольное поле; $\mathbf{H}_M$ – *недипольное (материковое) поле*, создаваемое внутренними причинами, обусловленными неоднородностью глубоких слоёв Земли; $\mathbf{H}_a$ – поле, создаваемое различной намагниченностью верхних частей земной коры, или *аномальное поле*; $\mathbf{H}_{BH}$ – поле, источник которого связан с внешними причинами; $\delta\mathbf{H}_{BH}$ – поле вариаций, вызванное внешними причинами.

Сумма $\mathbf{H}_0 + \mathbf{H}_M = \mathbf{H}$ образует *главное магнитное поле Земли*. Аномальное поле складывается из двух частей: поля регионального характера $\mathbf{H}_p$, носящего название *региональной аномалии*, и поля местного характера $\mathbf{H}_l$, ограниченного небольшой площадью и называемого *местной (локальной) аномалией*. Региональные аномалии обычно обуславливаются тектоническими и структурными характеристиками глубоких слоёв земной коры, местные аномалии – менее глубоких слоёв земной коры, т.е. они возникают там, где обычно магнитные породы залегают непосредственно у поверхности Земли.

Вековые вариации магнитного поля Земли.

Главному геомагнитному полю присущи вековые вариации, которые невелики. Они представляют собой изменения средних годовых значений геомагнитного поля за период в несколько десятилетий и столетий.

Вековой ход, или разность между средними годовыми значениями того или иного элемента земного магнетизма для двух эпох, делённая на число лет между

этими эпохами, не остаётся величиной постоянной, а меняется от году к году. Непостоянство векового хода проявляется в том, что, достигнув своего наибольшего значения, он начинает уменьшаться до определённого минимума. Вероятнее всего вековые изменения геомагнитного поля связаны с внутренними процессами Земли и, в первую очередь, с тектоническими движениями земной коры, землетрясениями и магматизмом.

Переменное магнитное поле Земли и его вариации.

Переменное (внешнее) геомагнитное поле накладывается на главное магнитное поле Земли и вызывает различные его изменения во времени. Одни из них происходят плавно, подчиняясь определённой закономерности и носят название *спокойных (невозмущённых) изменений (вариаций)*, другие имеют беспорядочный характер, параметры геомагнитного поля (периоды, амплитуды, фазы) резко и непрерывно меняют своё значение. В таких случаях вариации геомагнитного поля называют *возмущёнными*.

В зависимости от причин и периода невозмущённые вариации классифицируют как солнечно-суточные, лунно-суточные и годовые. *Солнечно-суточные вариации* представляют собой изменения элементов земного магнетизма с периодом, равным продолжительности солнечных суток. Они зависят от географической широты и времени года, так как определяются интенсивностью ультрафиолетовых лучей, т.е. положением Солнца.

Лунно-суточные вариации элементов земного магнетизма обусловлены воздействием силы тяжести Луны на земную атмосферу. Период вариаций равен лунным полусуткам (12 ч. 25 мин. 14 сек.), т.е. промежутку времени между двумя последовательными прохождением Луны через меридиан места.

Все рассмотренные вариации геомагнитного поля искажают медленные и плавные суточные вариации поля. Это указывают на такую чрезвычайную изменчивость геомагнитного поля, которая не свойственна другим геофизическим полям (гравитационное, тепловое, электрическое) и является чувствительным

показателем физических процессов как внутри Земли, так и в космическом пространстве.

Магнитные бури.

Геомагнитное поле испытывают также непериодические возмущения – *магнитные бури*.

Магнитные бури представляют собой весьма сложное явление, при котором нейтральный поток солнечных частиц, встречаясь с геомагнитным полем, поляризуется и образует электрический ток. Этот ток испытывает сопротивление геомагнитного поля и потому обходит Землю. При движении вокруг Земли потока солнечных частиц возникает кольцевой эклектический ток, вызывающий магнитную бурю.

Число магнитных бурь на Земле зависит от солнечной активности. Частота магнитных бурь тем больше, чем выше солнечная активность. Однако строгой прямой зависимости между солнечной активностью и числом магнитных бурь нет.

Важнейшей закономерностью появления магнитных бурь является их 27-суточная повторяемость, соответствующая периоду осевого вращения верхних слоёв Солнца. Эта периодичность бурь также обусловлена появлением солнечных пятен.

ГЛАВА 5. ЭКЗОГЕННЫЕ И ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Все природные процессы и явления на Земле тесно связаны между собой. В целостном единстве находятся и все геосферы, взаимодействие которых состоит во взаимном обмене веществом, энергией и взаимном влиянии динамики их сред.

Рельеф суши и океанического дна, как и земная кора в целом, находится в постоянном развитии и непрерывно меняется под воздействием самых разнообраз-

разных сил и факторов. Все природные процессы, способствующие формированию и развитию земной коры, в том числе и её рельефа, называются *геологическими процессами*.

Все геологические процессы тесно связаны между собой и представляют единый комплекс непрерывного преобразования Земли. Их принято разделять на две большие группы: одна группа включает внешние, или экзогенные (от греч. ἔξω – вне и γέννησις – происхождение), другая – внутренние, или эндогенные (от греч. ἐντός – внутри и γέννησις – происхождение) процессы.

Экзогенные геологические процессы протекают непосредственно на поверхности Земли или вблизи неё. По существу, экзогенные процессы возникают в ходе взаимодействия земной коры с атмосферой, гидросферой и биосферой. Они изменяют верхнюю часть земной коры и включают в себя процессы выветривания, геологическую деятельность ветра, поверхностных текучих вод, озёр, болот, ледников, подземных вод, многолетнемёрзлых пород, вод морей и океанов.

Экзогенные процессы разрушают горные породы, переносят продукты выветривания на огромные расстояния, аккумулируют их и приводят к образованию осадочного слоя земной коры. Разрушительная, транспортирующая и аккумулятивная деятельность поверхностных вод нарушает целостность земной поверхности в одних местах и выравнивает её рельеф – в других. За счёт действия гравитационных сил, ветра, поверхностных и подземных вод в океаны и моря выносятся огромное количество минеральных и органических веществ (осадки), которые заполняют впадины морского дна. При определённых условиях экзогенные процессы ведут к сглаживанию поверхности суши, выравниванию её рельефа и океанического дна.

Эндогенные геологические процессы протекают в глубоких слоях земной коры и в верхней мантии под влиянием внутренней энергии Земли. К ним относятся интрузивный и эффузивный магматизм, тектонические движения земной

коры, землетрясения и метаморфизм. Эти процессы происходят в условиях высоких температур и давлений и в конечном итоге создают земную кору, неровности рельефа в виде гор, крупных куполов, котловин и океанических впадин, вулканических конусов, подводных горных хребтов и т.д. Ведущая роль в эндогенных процессах принадлежит тектоническим движениям. Именно они формируют крупные неровности рельефа земной коры, перемещают целые её блоки, образуют глубокие разломы, прогибы и поднятия. В ходе тектонических движений участки суши могут стать дном моря и наоборот.

§ 5.1 Процессы выветривания

Выветривание – процесс физического разрушения и химического разложения минералов и горных пород под влиянием солнечного тепла, колебаний температуры воздуха, воды, живых организмов и некоторых атмосферных паров и газов. Различают физическое и химическое выветривание. Оба вида выветривания взаимосвязаны, и только интенсивность проявления каждого из них неодинакова.

Физическое выветривание представляет собой процесс, при котором разрушение и раздробление горных пород и минералов происходит под влиянием суточных изменений температуры воздуха и замерзания воды в порах и трещинах горной породы. Это означает, что в физическом выветривании решающая роль принадлежит факторам, вызывающим механическое движение частиц породы, что ведёт к нарушению взаимного сцепления её составных частей. В зависимости от природы воздействующего фактора характер процесса разрушения горных пород при физическом выветривании будет каждый раз своим. Поэтому физическое выветривание принято подразделять на температурное и механическое.

Температурное выветривание является наиболее распространённым и происходит под воздействием колебаний температуры воздуха, вызывающих не-

равномерный нагрев и охлаждение поверхностного слоя горных пород. Это сопровождается многократным изменением объёма зёрен минералов, т.е. объёмными деформациями.

Механическое выветривание представляет собой разрушение горных пород под воздействием замерзающей воды, корней растений и т.п. Особенно сильным и быстрым разрушителем горных пород является вода, которая при замерзании увеличивает свой объём примерно на 9%, что сопровождается огромным давлением на стенки трещин и в результате – их расширением. Такое выветривание, называемое *морозным*, имеет большое значение там, где температура колеблется около точки замерзания воды – в полярных, субполярных станах, в высокогорных областях преимущественно в районе снеговой линии.

В ходе физического выветривания монолитные породы становятся трещиноватыми, распадаются либо на составляющие их минералы, либо на обломки. Эти продукты или остаются на определённый срок на месте разрушения пород (*каменные россыпи*), или под воздействием ряда факторов сносятся со склонов гор (*делювий*), иногда в виде массового падения обломков (*обвалы*), особенно в горных районах, на обрывистых берегах рек, озёр и морей. Разрушая породы горных районов и береговых склонов, выветривание активно участвует в изменении рельефа материков.

Химическое выветривание – процесс разрушения минералов и горных пород под влиянием паров и газов атмосферы, органических кислот, под действием воды и биохимической деятельности живых организмов. Оно протекает одновременно с физическим выветриванием, но его интенсивность усиливается по мере того, как исходная горная порода становится всё более раздробленной. Его интенсивность зависит и от других факторов, среди которых важное место принадлежит рельефу местности, климату, химическому составу горных пород и длительности воздействия атмосферных агентов на породы.

К последствиям процессов выветривания относится сильное дробление горных пород, которое в сочетании с воздействием атмосферы ведёт к приобретению ими новых размеров и свойств. Выветривание приводит также к образованию новых пород и форм рельефа земной поверхности. оно является первопричиной образования почв и ведёт к развитию ряда процессов в атмосфере.

§ 5.2 Ветровая деятельность на земной поверхности

Атмосфера находится в непрерывном движении. Движение воздуха относительно земной поверхности, или *ветер*, порождается неравномерным распределением атмосферного давления в горизонтальной плоскости (барический градиент). При наличии ветра в пограничном слое атмосферы существенное влияние на движение воздуха оказывают силы трения, отклоняющая сила вращения Земли и центробежная сила. Силы трения существенно зависят от характера подстилающей поверхности и формы её рельефа.

Разрушительная деятельность ветра проявляется в выдувании пылеватых частиц и песчинок из продуктов физического выветривания и рыхлых пород. При этом разрушение имеет две стороны: выдувание (*ветровая эрозия*, или *дефляция*) и механическая обработка пород песчинками, или *обтачивание (корразия)*.

Транспортная деятельность ветра заключается в переносе продуктов выветривания, дефляции и корразии на различные расстояния. Перенос этих продуктов осуществляется либо во взвешенном состоянии в воздушном потоке, либо путём перекачивания по земной поверхности. В том и другом случае дельность переноса зависит от скорости ветра, форм рельефа, размеров продуктов выветривания и однородности воздушного потока.

Аккумулятивная деятельность ветра проявляется одновременно с выветриванием, дефляцией и корразией горных пород и переносом продуктов этих процессов на некоторое расстояние. В результате отложения этих продуктов образуются *эоловые формы рельефа* и *эоловые отложения*. Формы эоловой аккумуляции отличаются большим разнообразием. В пустынях это *кучевые пески*,

барханы и барханные цепи, грядовые и бугристые пески; во влажных районах эоловые формы рельефа носят названия *дюн и дюнных цепей*.

В целом значение ветровой деятельности на земной поверхности огромно. Наиболее существенная её роль сводится к изменению рельефа на огромных пространствах горных и подгорных регионов, а также на территориях, занятых сухими и влажными песками. Создаваемые ветром эоловые формы рельефа имеют пространственно-временную изменчивость, в значительной мере соответствующую подобным изменениям ветра.

§ 5.3 Геологическая и геофизическая роль Мирового океана

Водные объекты суши играют большую роль в формировании рельефа земной поверхности и климата, развитии атмосферных процессов и т.п. Реки, являясь продуктом климата, в то же время способствуют переносу тепла и влаги.

Большую роль играют реки в формировании рельефа земной поверхности. Эта роль складывается из разрушительной, транспортной и аккумулятивной деятельности рек.

В процессе разрушения горных пород речной поток разрабатывает долину, углубляет (*глубинная эрозия*) и расширяет её (*боковая эрозия*). Тем самым нарушается целостность земной поверхности. В то же время транспортирование различных по крупности продуктов физического выветривания и эрозионного разрушения горных пород (наносов) способствует образованию огромных конусов выноса на устьевых участках, выравниванию продольного профиля русла.

Огромна рельефообразующая, растворяющая и транспортная роль подземных вод. Они принимают участие в процессах магматизма, метаморфизма, оказывают большое влияние на геофизические поля.

Работа подземных вод приводит к существенным результатам. Наиболее яркими её проявлениями являются карст, суффозии, оползни и грязевые вулканы.

Карст – процесс растворения и разрушения горных пород подземными и поверхностными водами с выносом растворённых и взвешенных веществ из карстового массива. Он развивается в известняках, гипсе и каменной соли. Кроме того, различают *открытый* и *закрытый* карст. Первый из них развивается в породах, непосредственно выходящих на земную поверхность, второй – там, где закарстованные породы перекрыты сверху толщей некарстующихся пород. В карстовых пещерах наблюдаются натечные образования преимущественно карбонатного состава – *сталактиты* (нарастающие вниз) и *сталагмиты* (растущие снизу вверх).

Суффозия (от лат. suffosio – подкапывание) – вынос подземными водами твёрдых частиц из горных пород механическим путём. В карстующихся породах на земной поверхности образуются воронки, проседания, провалы и колодцы. Суффозия может резко изменить водопроницаемость пород и вызвать большие притоки воды в строительные котлованы, подземные выработки или большие потери воды на фильтрацию под плотинами, в обход платин.

Грязевые вулканы – сравнительно редкое геологическое явление извержения из недр Земли жидкой грязи. Грязевой вулкан по форме проявления схож с магматическим вулканизмом. Горючие газы нефтяных залежей (метан и др.), поднимаясь вдоль тектонических разрывов, встречаются с разжиженными напорными подземными водами глинистыми брекчиями и выносят их на земную поверхность в виде грязевых фонтанов.

Моря и океаны активно взаимодействуют с сушей, разрушают породы берегов и дна, принимают и перерабатывают весь материал, приносимый с суши в виде взвешенных и донных наносов, а также в виде растворов. Они являются средой жизнедеятельности многих растений и животных. В водах морей и океанов образуется около 70% осадочных горных пород, слагающих верхнюю часть литосферы. Отсюда следует, что геологическая деятельность морей и океанов проявляется в двух направлениях – разрушительном (*абразия*) и созидательном (*осадконакопление*).

Абразия непосредственно связана с движением морской воды, особенно с волнением и прибоем. В процессе абразии одновременно действуют три фактора: гидравлические удары волн, удары и трение обломков горных пород, захваченных волнением, и химическое действие воды.

Осаждение вещества и образование осадков путём перехода осадочного материала из подвижного или взвешенного состояния в неподвижное называется *осадконакоплением (седиментогенезом)*. По способу образования различают осадки: терригенные (галечник, гравий, пески, песчаники, глины и др.), формирующиеся за счёт сноса и переотложения обломочного материала, возникающего на суше при разрушении горных пород или за счёт вулканических выбросов; органогенные (известняки, мел, илы), возникающие за счёт скопления на дне моря остатков организмов или при их участии в процессе своей жизнедеятельности; химические (соли, известняки, фосфориты, железные, марганцевые, алюминиевые руды и др.), осаждающиеся химическим путём из морской воды. Осади, накапливающиеся на дне морей и океанов, постепенно превращаются в горные породы в результате процессов диагенеза.

Экзогенные процессы в поверхностных частях земной коры и на самой поверхности материков приводят к формированию рыхлых осадков, которые в огромных массах поступают в океаны и моря различными путями. Процесс перехода осадков в горную породу получил название *диагенеза* (от греч. *διάγεννησις* – перерождение).

Превращение осадка в горную породу – процесс очень длительный, который может продолжаться сотни тысяч и миллионы лет. За диагенезом следует стадия *катагенеза*, характеризующаяся интенсивным уплотнением осадков под влиянием усиливающегося давления и частичным преобразованием устойчивых компонент породы. Дальнейшее преобразование осадочных пород, приводящее к глубокому изменению их минералогического состава и структуры, происходит под влиянием повышенных температур и

давлений в присутствии минерализованных растворов, – это стадия *метагенеза*. На данной стадии появляются метаморфизованные осадочные породы – глинистые известняки, доломиты и др. Это означает, что осадочные породы в своём развитии проходят длительный путь от седиментогенеза до метагенеза.

§ 5.4 Магматизм

Магматизм представляет собой комплекс процессов (явлений), связанных с образованием и движением магмы к поверхности земли. Это эндогенный геологический процесс, с которым связано рождение из магм магматических пород. *Магма* (от греч. μάγμα – густая мазь) – расплавленное вещество сложного химического состава, образующееся в мантии или в пределах земной коры при определённых значениях температуры и давления.

В зависимости от характера движения магмы и степени её проникновения в земную кору магматизм подразделяют на поверхностный и глубинный. Первый из них называется *вулканизмом* (*эффузивным магматизмом*), второй – *плутонизмом* (*интрузивным магматизмом*). При таком разделении магматизма подразумевают, что вулканизм – это проявление магматизма на поверхности суши и океанического дна, а плутонизм – процессы внедрения магматических расплавов в ослабленные зоны земной коры, заполнения ими трещинного и порового пространства, их кристаллизация и образование глубинных горных пород.

Образование и типы магмы

Магма формируется в тех зонах земных недр, где нарушается установившееся за длительное время давление и температурный режим. Это происходит в результате действия на горные породы внутренних тепловых потоков, физико-химических процессов и тектонических движений земной коры.

Магма обычно зарождается в верхней мантии и в земной коре. Поэтому магму подразделяют на *мантийную* и *коровую*. Первая из них образуется в астеносфере, где происходит плавление перидотитовых горных пород и выплавление из них расплава, соответствующего базальтам (*базальтовая магма*). Коровая магма образуется за счёт плавления осадочных и метаморфических пород и по своему составу она соответствует гранитам (*гранитовая магма*).

Магма образуется и накапливается в огромных подземных резервуарах – *магматических очагах* (рис. 5.1), среди которых выделяют *первичный магматический очаг*, где зарождается магма, и *вторичный магматический очаг* – участок земной коры, куда перемещается магма в процессе её миграции. В магматическом очаге магма может находиться длительное время до тех пор, пока тектоническими трещинами не будет нарушено термодинамическое равновесие огненно-жидкого расплава. По этим трещинам расплав устремляется вверх.

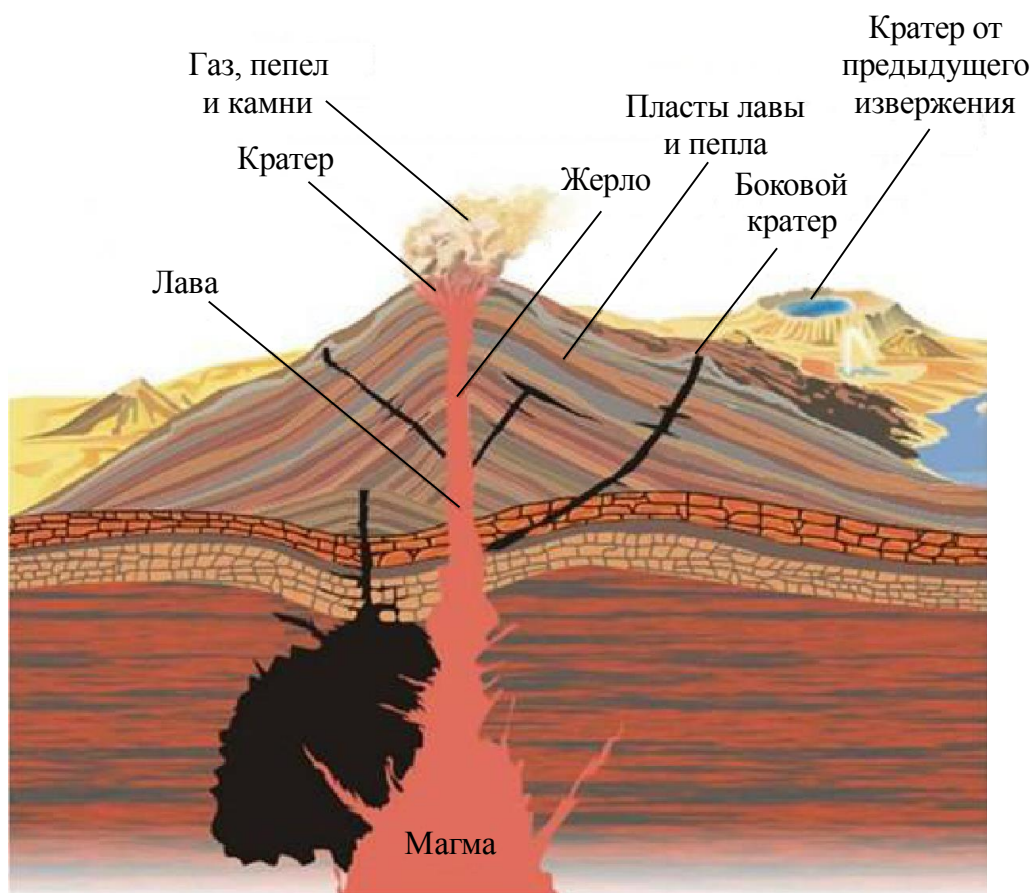


Рис. 5.1. Схема строения вулканического аппарата

Первичный магматический очаг располагается глубоко под земной поверхностью. Об этом свидетельствует тот факт, что обычно вулканические цепи вытянуты над наклонными разломами, которые имеют глубину, превышающую мощность земной коры.

Эффузивный магматизм (вулканизм)

Эффузивным магматизмом (от лат. *effusio* – излияния), или *вулканизмом* (от лат. *vulcanus* – бог огня), называют совокупность процессов и явлений движения и выхода на поверхность магматических масс, сопровождающих их газов и водяных паров. Вулканизм проявляется на суше и океаническом дне в местах, под которыми расположен магматический очаг. Причём вулкан образуется в районе, где движения земной коры сопровождаются образованием трещин (разломов), соединяющих магматический очаг с поверхностью земли.

Вулканы различаются по целому ряду признаков. Среди них выделяют морфологию вулканов, их размещение на поверхности Земли, периодичность, тип и состав вулканических извержений.

По морфологическим признакам выделяют *вулканы центрального типа* и *трещинные вулканы*. Первые из них представляют собой конусообразные или куполообразные горы либо холмы, сложенные вулканическими продуктами. Склоны вулканических конусов обычно изрезаны глубокими оврагами экзогенного происхождения – *барранкосами* (от исп. *baranco* – овраг, ущелье). После сильных извержений на поверхности склонов образуются небольшие *паразитические конусы* вдоль трещин. В центральной части вулканических конусов располагаются большие углубления – *кратеры*. Их морфология зависит от характера извержения вулканов, но они всегда имеют вид котловины с пологими (*маары*) или обрывистыми (*кальдеры*) стенками. Дно кратеров чаще всего представляет собой застывшую лаву.

По размещению на поверхности Земли вулканы делят на *наземные* и *подводные*. Первые из них располагаются вдоль глубинных разломов в основном по

океаническому побережью материков, на островных дугах и океанических островах. Подводные вулканы находятся на океаническом дне и срединно-океанических хребтах. Нередки случаи нарастания конусов подводных вулканов, когда со временем они становились наземными или образовали вулканические острова.

Вулканы действуют периодически с перерывами между извержениями от месяцев до сотен лет. В зависимости от активности все вулканы делят на *действующие, уснувшие и потухшие*. К действующим относят вулканы, извержения которых происходили на глазах человека ранее, периодически наблюдаются в настоящее время и возможны в будущем. Уснувшие вулканы – это те, деятельность которых происходила в очень давние исторические времена, но которые могут возобновить своё извержение. Деятельность потухших вулканов относится к доисторическому периоду, и возможность её возобновления исключена. Под влиянием эрозионных процессов конусы потухших вулканов разрушаются или проседают в образовавшиеся под ними пустоты. На месте бывших вулканов остаются кольцевые структуры с выходом интрузивных пород в жерле потухшего вулкана.

По характеру извержений вулканы делят на три категории: *лавовую, смешанную и газово-взрывную*. Характер извержений зависит в основном от состава лавы, количества и активности газов и некоторых характеристик вулканического аппарата и питающих его магматических очагов. Каждая категория вулканов включает ряд их типов, различающихся свойствами лавы. Типы вулканов чаще всего названы по наиболее характерному, эталонному вулкану (табл. 5.1).

Лавовая категория вулканов была характерна для прошлых геологических периодов. Особенно это относится к площадному типу, извержения вулканов которого происходили спокойно, без взрывов и выбросов твёрдых продуктов. Газы и лава выбрасывались либо вдоль глубинных разломов, либо через центральные выводные каналы. Основная лава в этих извержениях преобладала, она растекалась на огромные расстояния, образуя лавовые покровы или лавовые озёра.

Таблица 5.1

Категории и типы вулканов

Категория вулкана	Тип вулкана	Эталонный вулкан
Лавовая	Площадной	В настоящее время отсутствует
	Трещинный (исландский)	Трещина Скаптар (Исландия)
	Гавайский	Килауэа (Гавайский острова)
Смешанная	Стромболианский	Стромболи (Италия)
	Вульканский	Вулькано (Италия)
	Этно-везувийанский	Этна и Везувий (Италия)
Газово-взрывная	Мерапийский	Мерапи (Индонезия)
	Пелейский	Мон-Пеле (Малые Антильские острова)
	Катмайский	Катмай (Аляска)
	Газово-взрывные воронки (маары)	Маары (Эйфель, Германия)
	Бандайсанский (фреатический)	Бандай-Сан (Япония)

Смешанная категория вулканов характеризуется выбросом на земную поверхность всех продуктов вулканических извержений – газообразных, жидких, твёрдых. Конус вулканов высокие, имеют правильную форму и состоят из продуктов рыхлых вулканических выбросов, переслаивающихся с застывшей лавой. Такие вулканы называются *слоистыми* или *стратовулканами* (от лат. stratum – слой).

Газово-взрывная категория вулканов характеризуется почти полным отсутствием лавы. Извержения связаны с кислой и средней магмой, находящейся в глубоких магматических очагах, откуда она не всегда достигает земной поверхности. Этой категории свойственны очень мощные газовые взрывы, сопровождаемые выбросом огромного количества твёрдых продуктов.

Интрузивный магматизм (плутонизм)

Интрузивным магматизмом (от лат. intrude – вталкиваю) называют совокупность процессов рождения магмы, её миграции, разделения по составу и образования интрузивных (глубинных) магматических тел или интрузивных горных пород. Эти породы образуются в результате застывания жидкой магмы, которое представляет собой сложный поэтапный процесс её разделения по составу.

В магматическом очаге, при движении магмы по тектоническим трещинам и в порах горных пород происходит её разделение по плотности и по химическому составу. В результате возникает *магматическая дифференциация* – расслоение жидкого магматического расплава на две части: вверху скапливаются более лёгкие компоненты магмы (Si, Al и т.д.), внизу – более тяжёлые (Fe, Ca, Mg и т.д.). Дальнейшее перемещение магмы в земной коре сопровождается её охлаждением и возникновением центров кристаллизации отдельных минералов. так наступает второй этап дифференциации магмы – *кристаллизационная дифференциация*, в ходе которого сначала выделяются тугоплавкие соединения, затем – легкоплавкие. Такое разделение первичной магма на части является первопричиной разнообразия интрузивных магматических горных пород. В конечном итоге дифференциация магмы по плотности привела к образованию различных слоёв земной коры: более плотного базальтового внизу и менее плотного гранитного вверху.

Процессы вулканизма не только создают земную кору (магматические горные породы), но и определяют её состав и формируют рельеф.

§ 5.5 Тектонические движения земной коры

Ведущая роль в эндогенных геологических процессах принадлежит тектоническим движениям земной коры (от греч. текτονικός – строительство). Именно они формируют крупные неровности рельефа земной поверхности, перемещают плиты (блоки) земной коры, образуют глубинные разломы, прогибы и поднятия. Эти движения вместе с другими эндогенными процессами сформировали современную структуру земной коры и продолжают её изменять.

Общая характеристика и типы тектонических движений

Тектонические движения – это природные движения земной коры. Они ведут к нарушению исторической последовательности в напластовании горных пород и условий их залегания. В то же время изменение этих условий нередко приводит к возникновению тектонических движений. Их проявление неодинаково на различных участках земной поверхности. В одних зонах они протекают слабо и с малой амплитудой – такие области получили название стабильных (*платформ*). В других зонах тектонические движения осуществляются со сравнительно большими скоростями и амплитудами – эти области называются подвижными (*геосинклиналями*). Движения земной коры на платформах и геосинклиналях тесно связаны между собой.

Тектонические движения различаются по ряду признаков. Основными из них являются время проявления, характер (направленность) движения вещества земной коры, глубина, скорость и длительность. В зависимости от первого признака принято различать современные, новейшие и древние тектонические движения.

Современные движения охватывают исторический период времен (около 6 тыс. лет), *новейшие* (неотектонические) – это движения четвертичного периода или плиоцена. Под влиянием этих движений сформировались облик рельефа и общая направленность эндогенных процессов. *Древние движения* имели место в более ранние геологические эпохи. Изучением древних движений занимается геотектоника, современных и новейших – неотектоника.

По характеру (направленности) движения вещества земной коры тектонические движения обычно делят на *радиальные* и *тангенциальные*. В первых из них преобладают вертикальные движения, направленные вдоль радиусов Земли, т.е. имеющие восходящий и нисходящий характер. Скорость и площадь распространения движений и вызываемые ими изменения в земной коре достаточно

разнообразны. В зависимости от этих характеристик радиальные движения подразделяют на *колебательные (эпейрогенические)*, *волновые* и *глыбовые (разрывные)* (рис. 5.2).

Колебательные движения являются первичными по отношению ко всем другим видам тектонических движений. Они заключаются в медленных, плавных, постоянных поднятиях или опусканиях отдельных участков земной коры на значительной площади. *Волновые движения* также происходят медленно и плавно, но вызывают в одних местах поднятия, а в других – погружение земной коры. В отличие от колебательных и волновых *глыбовые движения* непостоянные, сравнительно быстрые и резкие.

Тангенциальные движения характеризуются преобладанием горизонтальной направленности, т.е. движение вещества осуществляется по касательной к оболочкам земной коры. Их делят на *вращательные, складчатые (орогенические)* и *сдвиговые*. Первые из них в основном связаны с силами осевого вращения Земли и проявляются на границах внутренних геосфер: ядра и мантии, мантии и земной коры. Складчатые движения характерны главным образом для земной коры и ведут к смятию горных пород, их изгибу, к возникновению складок и тектонических горных систем. Сдвиговые движения имеют как радиальные, так и тангенциальные направления.



Рис. 5.2. Движения земной коры

Все тектонические движения создают различного рода деформации. основными из них являются деформации прогибов и поднятий, складчатые и разрывные. Деформации могут возникать в земной коре не только в результате тектонических движений, но и в ходе внедрения магмы, землетрясений и т.п. Однако есть и определённые особенности тектонических деформаций. Так, при колебательных движениях поднятия и прогибы земной коры обычно происходят медленно и имеют больший радиус, чем при сейсмических колебаниях. Это же относится к складчатым и разрывным деформациям.

Колебательные движения земной коры

Колебательные движения земной коры – это наиболее распространённые тектонические движения. Они происходили во все древние геологические периоды и являются характерными для современного этапа развития Земли. Эти движения повсеместны и проявляются в изгибе земной коры. В одних районах образуются поднятия, в других опускания земной поверхности.

По площади распространения современные колебательные движения бывают общими, охватывающими целый континент или значительную его часть, и волновыми (глыбово-волновыми), проявляющимися на сравнительно ограниченных территориях на фоне общих колебаний. В общей совокупности и те, и другие колебательные движения приводят к тому, что в каждый момент времени нет ни одного участка земной коры, который не был бы охвачен тектоническими колебаниями. Различие заключается в продолжительности колебания с одним знаком.

Колебательные движения различаются также скоростью и направлением изгиба земной коры. Есть колебания, которые происходят со скоростью от долей сантиметра до нескольких сантиметров в год (геосинклинальные области). Наряду с этим имеют место движения земной коры со скоростью от долей миллиметра до одного сантиметра в год (платформенные области). Медленные волновые движения обычно охватывают площади в сотни и тысячи квадратных километров, в пределах которых образуются своды и впадины (так называемые

структуры первого порядка). Колебания земной коры на меньших площадях усложняют структуры первого порядка структурами второго порядка, структуры второго порядка усложняются структурами третьего и т.д.

В ходе колебательных движений происходят неравномерные вертикальные поднятия одних участков земной коры и опускания других, рядом с ними расположенных. Современные и новейшие колебательные движения разного знака (направления) наблюдаются на всех континентах и в океанах.

Геодезический метод наиболее точен для наблюдений за колебательными тектоническими движениями, он основан на повторных измерениях абсолютных отметок данного участка земной коры и повторных измерениях наклонов поверхности земли. Повторное нивелирование обычно осуществляют через 8 – 10 лет.

Параметры колебательных движений за более короткие периоды определяют с помощью наклономеров и другими более точными методами. Для изучения этих движений на побережьях морей и озёр устанавливают реперы и футштоки. Систематические измерения уровня озера на различных берегах позволяют определять амплитуду, скорость и направление колебательных движений.

Качественные методы изучения колебательных движений земной коры дают возможность устанавливать в основном направление движений, а их скорость оценивается крайне приближённо. Эти методы применимы для обнаружения современных, новейших и древних движений суши, дна морей, озёр и речных долин. Наиболее распространёнными качественными методами являются геоморфологический и геологический, основанные на изучении изменений рельефа земной коры, структуры, мощности фаций и площадей распространения разновозрастных отложений (осадков), а также на исследовании взаимоотношений между отдельными пластами горных пород.

Геоморфологический метод используют для изучения новейших и современных тектонических движений. Он основан на учёте безусловного факта о

том, что колебательные движения всегда производят изменение рельефа поверхности земной коры. В связи с этим при выявлении колебательных движений морских побережий изучают их рельеф, дно морей и океанов.

Внутри материков новейшие колебательные движения земной коры можно установить на основе изучения поперечных и продольных профилей речных долин, характера эрозионной деятельности и изгибов русла реки, строения речной сети и т.п.

Геологические методы используют для изучения новейших и древних колебательных движений материков и океанической земной коры. Они основаны главным образом на изучении осадочного слоя. При этом главное внимание уделяется условиям образования, мощности и площади распространения одновозрастных отложений. К таким методам относят: *стратиграфический метод*, заключающийся в анализе состава отложений; *анализ последовательности напластований, перерывов и несогласий*, основанный на изучении литологии осадков; *фациально-палеографический метод*, базирующийся на анализе форм рельефа поверхности земной коры, условий накопления отложений и их литологического состава; *метод анализа мощностей осадочных горных пород*, который основан на представлении о том, что при нисходящих движениях образуются впадины, заполняющиеся отложениями – чем больше прогибание, тем больше вмещается осадков.

Рассмотренные основные характеристики колебательных движений и методы их изучения позволяют сформулировать некоторые свойства этих движений. К их числу относятся плавность и неравномерность восходящих и нисходящих перемещений земной коры в течение длительного времени. Такие движения являются повсеместными, периодическими, и им присущи свойства обратимости и необратимости процессов.

Складчатые тектонические движения и дислокации

Эти дислокации и нарушения происходят на общем фоне колебательных движений и вызывают резкое изменение в залегании главным образом осадочных горных пород, их смятие, изгибы и образование складок. Иными словами, складчатые движения деформируют осадочные породы, нарушают их первоначальное залегание. При этом нарушения бывают двойного типа – *складчатые* и *разрывные*. Первые из них выражаются в волнообразном изгибании слоёв горных пород без разрыва их сплошности, вторые – проявляются в нарушении первоначального залегания слоёв горных пород в виде разрывов их сплошности. Те и другие тектонические нарушения тесно связаны и взаимообусловлены.

Нарушения первоначального залегания слоёв (дислокации) происходят под влиянием экзогенных и эндогенных процессов. В последнем случае они носят название *тектонических дислокаций* (нарушений) и вызывают наиболее резкие изменения первоначального залегания слоёв. Иногда при тектонических дислокациях слои залегают между собой с угловым несогласием.

Основным результатом *складчатых нарушений* является *складка* – волнообразный изгиб слоёв, возникший при пластических деформациях горных пород. Механизм образования складок очень сложен. Одни возникают под влиянием эндогенных сил и процессов (эндогенные складки), другие есть результат экзогенных процессов (экзогенные складки).

При образовании складок движение вещества земной коры идёт одновременно по двум направлениям: тангенциальному и радиальному. Следствием первого является образование складок, второго – поднятие (опускание) снимаемого пласта в складки. При определённых условиях восходящее движение сминаемого пласта ведёт к образованию горного хребта. Всё это означает, что колебательные и складчатые тектонические движения представляют собой две крайние формы единого процесса движения земной коры.

Разрывные тектонические движения и нарушения

Разрывные тектонические движения земной коры являются производными от колебательных и складчатых. Они нарушают первоначальное залегание горных пород, приводят к разрыву их сплошности и к образованию отдельных частей (блоков). Разрывы возникают тогда, когда действующие на горные породы усилия превышают сопротивление пород (пластов, складок) на разрыв, сжатие или изгиб. Другими словами, разрывы в сплошности горных пород обуславливаются растягивающими усилиями, возникающими при колебательных и складчатых тектонических движениях. Образовавшиеся блоки после разрыва либо остаются в прежнем положении, либо смещаются в пространстве относительно друг друга.

Разрывные движения и дислокации присущи всем зонам земной коры. Но наиболее распространены они в геосинклинальных областях и развиваются одновременно с образованием складок, а иногда и после окончания формирования складчатых дислокаций. На платформах разрывные движения обычно возникают в ходе неравномерных колебательных движений.

Тектонические разрывы классифицируют по ряду признаков. Главным из них является относительная взаимная устойчивость образовавшихся блоков земной коры. По этому признаку разрывные нарушения делят на две большие группы: разрывы без смещения (*диаклазы*) и разрывы (*параклазы*).

Диаклазы наиболее часто представляют собой трещины. Обычно они образуют целые системы, в которых отдельные составляющие взаимно пересекаются, а сами системы параллельны друг другу. Совокупность всех трещин на данном участке земной коры носит название *трещиноватости площади*. Густота трещин зависит от мощности слоёв.

Параклазы играют большую роль в формировании структуры земной коры. По своим размерам эти разрывы сплошности горных пород больше, чем нарушения без смещения. Смещения горных пород в таких разрывных нарушениях из-

меняются от нескольких сантиметров до километров. Рассматриваемые нарушения связаны главным образом с действием эндогенных сил, вызывающих сжатие или растяжение горных пород. Экзогенные нарушения со смещением встречаются реже и обусловлены силами, связанными в основном с оползнями, движением ледников и с провалами пород в подземные пустоты.

Наряду с разрывными нарушениями, обычно рассекающими поверхностные части земной коры, имеются гигантские разрывные трещины, охватывающие всю толщу земной коры и иногда даже углубляющиеся в верхнюю мантию. Такие общекоровые разрывные нарушения носят название *глубинных разломов*, представляющих собой объёмные линейно вытянутые структуры большой протяжённости.

Глубинные разломы не связаны с тектоническими напряжениями, так как имеют планетарное распространение. Их размеры огромны. Глубинными разломами земная кора разбита на отдельные блоки, по форме близкие к прямоугольным. Эти блоки медленно, в течение одного или нескольких геологических периодов, то поднимаются, то опускаются. Они представляют собой своеобразный природный соединительный канал между глубокими земными недрами и верхними слоями земной коры. По этим каналам внедряются магма, горячие газы и гидротермальные растворы.

Разрывные тектонические нарушения представляют собой одно из проявлений саморазвития Земли. Нарушая первоначальное залегание горных пород, разрывные нарушения приводят к разрыву сплошных слоёв, образованию различных деформаций в толще верхних частей земной коры и возникновению отдельных блоков. Эти нарушения повсеместны, но наибольшее распространение и более чётко выраженное проявление они имеют в геосинклинальных областях.

Источники энергии движений земной коры

Достоверные причины и источники энергии тектонических движений земной коры пока неизвестны. Поэтому существует ряд гипотез, объясняющих причины возникновения движений земной коры, последовательность этих движений

и источники их энергии. К числу наиболее распространённых научных предположений о причинах тектонических движений земной коры относятся гипотезы контракции, изостазии, горизонтального дрейфа материков.

Гипотеза контракции (от лат. contraction – стягивание) основана на мнении, что тектонические движения земной коры есть результат сжатия. Причины сжатия объясняются по-разному. Одни исследователи, приверженцы гипотезы о горячем происхождении Земли, считают, что сжатие земной коры происходит из-за остывания земного шара. В ходе сокращения её объёма возникали тангенциальные напряжения, которые способствовали смятию горных пород в складки и нарушению их целостности. Так как земная кора является неоднородной, то её смятие происходило не повсеместно, а лишь на более пластичных участках. Всё это означает, что тангенциальные движения являются первичными, а вертикальные – вторичными.

Другие сторонники этой гипотезы считают, что причиной сжатия земной коры являются процессы гравитационного уплотнения вещества и его фазовые превращения. В результате происходит неравномерное вертикальное движение отдельных участков земной коры.

Определённая группа учёных сжатие земной объясняет силами взаимодействия Земли с другими космическими телами, силами притяжения и отталкивания. Притяжение ведёт к сжатию, отталкивание – к расширению. Сопротивление земной коры этим силам сопровождалось накоплением энергии, которая периодически разряжалась, вызывая складчатые тектонические движения. В периоды накопления энергии осуществлялись плавные колебательные движения.

Гипотеза изостазии (от греч. ίσος – равный и στάση – стояние, положение) объясняет вертикальные колебательные движения на основе предположения о том, что твёрдая земная кора плавает в жидкой или более вязкой магме. Эти оболочки различаются физическими свойствами; между ними существует равновесие, которое может нарушаться.

Гипотеза горизонтального дрейфа материков (гипотеза мобилизма, гипотеза тектоники литосферных плит) основана на факте различия в физическом состоянии и химическом составе двух оболочек Земли – земной коры и мантии. Верхняя из них является сиалической и более плотной, чем нижняя, представляющая собой вязкий симатический субстрат. Вследствие такого различия земная кора совершает движения в вязкой мантии, которые приводят к образованию складок, горных цепей, складчатых сооружений и т.п. Эти движения есть результат воздействия на земную кору сил осевого вращения Земли и приливных сил, которые обусловили раскол некогда существовавшей единой сиалической оболочки на отдельные блоки (материки).

Таким образом, причины и источники энергии тектонических движений земной коры представляют собой единый комплекс, включающий вращение Земли, тепло радиоактивного распада, силу тяжести, силы сжатия и растяжения. Всё же главной причиной следует считать гравитационную дифференциацию вещества. Это не только приводит в движение плиты земной коры, но и в значительной степени управляет тектоническими и магматическими процессами внутри плит.

§ 5.6 Землетрясения

Землетрясение – это быстрое и внезапное сотрясение земной коры, вызванное внутренними причинами. Оно возникает как следствие тектонической жизни Земли в результате разрядки внутренних её напряжений и освобождения энергии. Это сопровождается резким усилением давления на горные породы, происходит сжатие и затем расширение. Деформации сжатия и расширения вызывают колебательное движение частиц в виде сейсмической волны, распространяющейся во всех направлениях. Землетрясения проявляются в зонах активных, главным образом тектонических, движений земной коры. Такие зоны называют *сейсмическими* (от греч. *σεισμός* – колебание), они совпадают с областями складчатых движений, вулканическими поясами и срединно-океаническими

хребтами. Возникающие при землетрясениях сейсмические волны распространяются на значительные площади, захватывающие неактивные в сейсмическом отношении регионы.

С землетрясениями связаны многие геофизические явления как на поверхности Земли, так и в её недрах. Они носят название *сейсмических явлений* (провалы, складки, поднятия и опускания отдельных участков на суше, образование островов на море, мощных осыпей, селевых потоков в горах, газовых выбросов, возобновление действия вулканов и т.п.).

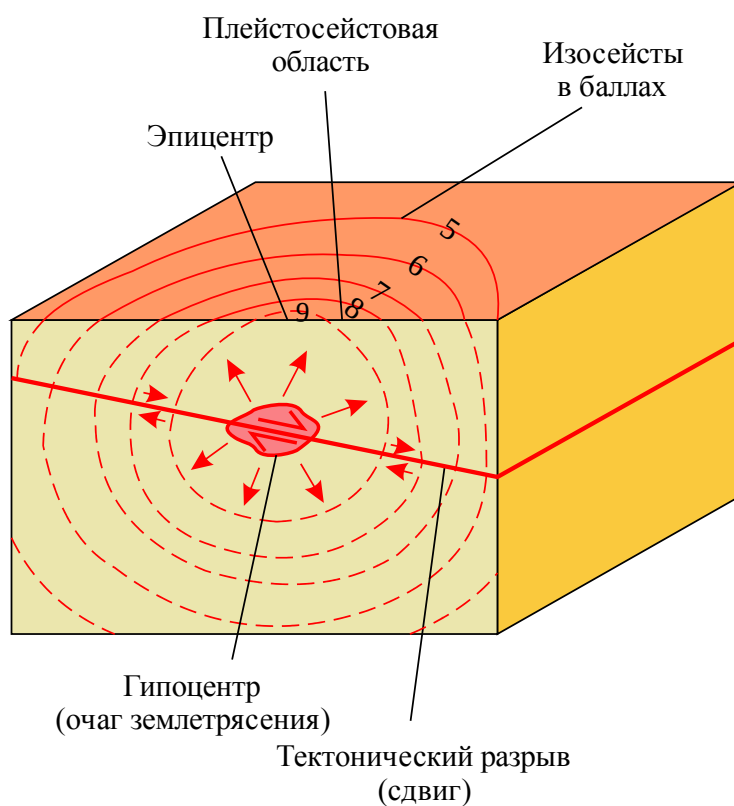


Рис. 5.3. Схема строения сейсмического очага

Зона внутри земной коры или в верхней мантии, где внезапно произошла разрядка внутреннего напряжения, вызвавшая упругие волны в теле Земли, называется *сейсмическим очагом* (рис. 5.3). Центр этой зоны носит название *гипоцентра* (очага, фокуса) *землетрясения*, а его проекция на поверхность Земли – *эпицентра землетрясения*. Расстояние между гипоцентром и эпицентром представляет собой *глубину сейсмического очага*. От гипоцентра сейсмические волны распространяются на расстояния до нескольких тысяч километров в зависимости

от геологического строения районов. По мере распространения сейсмические волны теряют свою скорость, их энергия уменьшается. Изолинии равных значений плотности потока сейсмической энергии называются *изосейстами*. По ним на сейсмических картах можно судить об изменениях сейсмической энергии по мере удаления от сейсмического очага. Эпицентр и прилежащая к нему территория с наибольшей силой землетрясения (в пределах наибольшей изосейсты) называется *плейтосейстовой (эпицентральной) областью*. Её форма близка к эллипсу, площадь составляет десятки и даже тысячи квадратных километров.

Причины и классификации землетрясений

Землетрясения как природные явления обуславливаются рядом причин. Основной из них является разрядка напряжений, периодически накапливающихся в земной коре и верхней мантии. Наряду с этим землетрясения возникают при вулканической деятельности, мощных наземных и подземных обвалах. Поэтому по причинам образования все землетрясения классифицируют на *денудационные* (обвальные или обвально-карстовые), вулканические и тектонические. Первые из них относятся к экзогенным, другие – к эндогенным явлениям.

Денудационные землетрясения происходят реже всего, они составляют около 1% всех известных землетрясений и возникают в районах интенсивного выветривания горных пород и образования карста. Кровля подземных пустот и карстовых пещер выдерживает нагрузки вышележащих пород до определённого предела, равного сопротивлению пород кровли на разрыв. Превышение указанного предела ведёт к обрушению кровли, к подземному обвалу, который на земной поверхности отдаётся сейсмическим толчком. Обычно энергия таких землетрясений сравнительно невелика и сейсмические волны затухают на меньших расстояниях от эпицентра, чем при мощных вулканических и тектонических землетрясениях.

Вулканические землетрясения обуславливаются движением магмы и газов в выводном канале вулканов. Они предшествуют или сопровождают извержения

вулканов, особенно смешанной и газовой-взрывной категорий. Обычно подземные толчки вызываются прорывом застывшей магмы в выводном канале. Энергия таких землетрясений бывает довольно значительной, но область их распространения нередко ограничивается прилегающей к вулкану территорией.

Тектонические землетрясения являются самыми разрушительными и наиболее часто происходящими на суше и океаническом дне. На их долю приходится 95% всех землетрясений. Они различаются целым рядом характеристик, но их природа одинакова – все они результат блоковых и глыбовых движений в земной коре и верхней мантии.

Литосфера разделена на жёсткие плиты, отделённые друг от друга тектоническими разрывами, совпадающими с осевыми линиями сейсмических поясов Земли. Плиты не спаяны в единое целое, на границах между ними могут происходить три явления: они могут раздвигаться (образуется новая кора в зонах рифтов или разломов), сдвигаться (происходит поддвиг с погружением одной плиты под другую) или скользить одна относительно другой. Границы плит являются зонами максимальной сейсмической и вулканической активности. Границы плит являются зонами максимальной сейсмической и вулканической активности. В ходе медленного протекания указанных трёх явлений в земной коре происходят пластические деформации. В случаях более быстрых движений плит и большем их градиенте возникающие в земной коре напряжения не успевают рассасываться, в породах накапливается упругая энергия, как в сжатой пружине. Накопление напряжений связано с силами трения, сдерживающими раздвиг, поддвиг или смещение плит. В конце концов напряжение может достичь такого значения, что слабые породы уже не смогут его выдержать, и внезапно произойдёт нарушение сплошности – разрыв, смещение или срез этих пород с высвобождением накопившейся энергии, с так называемой *упругой отдачей*, сопровождающейся возникновением сейсмических волн. Разрывы (смещения, срезы) горных пород на земной поверхности сказываются подземными толчками различной силы. В

верхней мантии аналогичные тектонические явления также могут вызывать землетрясения. Но по мере углубления от поверхности Мохоровичича всё большую роль в возникновении землетрясений начинают играть внезапные изменения объёма вещества за счёт его фазовых превращений, связанных с ростом температуры. Всё это означает, что тектоническое землетрясение, как и в определённой мере вулканическое, происходит не в результате единовременного акта, совершающегося в земных недрах, а есть следствие длительно и непрерывно развивающегося процесса движения вещества этих недр.

Наряду с генетической классификацией землетрясений существует и разделение их по глубине расположения очага. По этому признаку землетрясения делят на *поверхностные* с глубиной очага до 10 км, *нормальные* – 10 – 75 км, *промежуточные* – 75 – 300 км и *глубокофокусные* – 300 – 700 км. Большая часть очагов землетрясений залегает в земной коре на глубине 20 – 30 км. Наибольшие разрушения на земной поверхности производят промежуточные землетрясения. Хотя энергия глубокофокусных землетрясений также очень велика и в гипоцентре равна энергии промежуточных землетрясений, однако воздействие этих землетрясений на земную поверхность иное: глубокофокусные землетрясения распространяются на большую площадь, но производимые ими разрушения слабее.

Характер землетрясения обуславливается не только глубиной очага, но и свойствами среды, в которой очаг располагается. Поэтому все землетрясения делят на *эписейсмы* (верхние землетрясения) с очагом в осадочном слое земной коры, *мезосейсмы* (глубокие землетрясения) – в гранитном или базальтовом слое и *гипосейсмы* – в мантии. Особенно разрушительными на земной поверхности при одной и той же силе являются мезосейсмы и тем более гипосейсмы.

Подземные толчки бывают не только на суше, но и на море (*моретрясения*), при которых гипоцентр не обязательно располагается под морским дном, он может находиться под материком. Но во всех случаях больших волнений моря не обнаруживается. Исключение составляют отдельные мощные моретрясения, сопровождающиеся быстрыми относительными смещениями значительных

участков дна моря, вызывающими сильные волнения в виде огромных морских волн *цунами* (от яп. tsu – гавань и name – большая волна, морской вал).

Иногда основному подземному удару при землетрясениях предшествуют местные (локальные) смещения блоков и разрывы на сжатых участках, которые также вызывают подземные толчки – *форшоки*. Разгрузка напряжений может происходить после основного подземного толчка ещё длительное время. На отдельных участках, подвергшихся деформации, возникают новые разрывы и новые толчки – *афтершоки*, сила которых меньше, чем в момент основного удара. Афтершоков может быть несколько сот, иногда тысяч в течение нескольких месяцев и даже 2 – 3 лет после сильного землетрясения.

Основные характеристики землетрясений

Эпицентральные расстояния Δ чаще всего определяют аналитически по формуле

$$\Delta = \frac{v_P v_S t}{v_P - v_S}, \quad (5.1)$$

где t – разница во времени прихода P - и S -волн.

Глубину сейсмического очага H_{3T} вычисляют по формуле

$$H_{3T} = 7\sqrt{S^2 + S^3}, \quad (5.2)$$

где S^2 и S^3 – плейстосейстовые площади (км^2), ограниченные соответственно второй и третьей от эпицентра изосейстами.

Для нахождения эпицентра землетрясения используют показания не менее трёх сейсмографов (два горизонтальных и один вертикальный) на трёх и более сейсмических станциях.

Основными характеристиками землетрясений являются их энергия, интенсивность, частота и распространение на Земле. *Энергия землетрясений* измеряется в джоулях. она достигает огромных значений. Для приближённой оценки энергии упругих колебаний, возникающих в очаге землетрясения, сейсмический процесс можно представить в виде гармонического колебания

$$x = A \sin \omega t, \quad (5.3)$$

где x – смещения грунта; A – амплитуда колебания; ω – круговая частота; t – время. Тогда среднюю за период колебания T энергию $\bar{q}_{\text{зт}}$ таких колебаний можно описать выражением

$$\bar{q}_{\text{зт}} = \pi^2 \rho v \left(\frac{A}{T} \right)^2, \quad (5.4)$$

где ρ – плотность верхних слоёв земли и v – скорость распространения сейсмических волн.

Определение энергии землетрясения в джоулях представляет собой очень сложную задачу. Поэтому сейсмологи применяют условную энергетическую характеристику землетрясений, называемую *магнитудой* $M_{\text{зт}}$, или *мощностью землетрясения*. Величина $M_{\text{зт}}$ пропорциональна логарифму энергии колебаний и позволяет сравнивать источники колебаний по их энергии:

$$M_{\text{зт}} = \lg \left(\frac{A}{T} \right) - \lg \left(\frac{A}{T} \right)_0, \quad (5.5)$$

где $\left(\frac{A}{T} \right)_0$ – для эталонного (нулевого) землетрясения, $\left(\frac{A}{T} \right)$ – для исследуемого землетрясения.

В качестве эталонного выбирают достаточно слабое землетрясение с амплитудой 1 мкм, регистрируемое на расстоянии 100 км сейсмографами стандартного типа. При этом значение $\left(\frac{A}{T} \right)_0$ берут для того же эпицентрального расстояния Δ , для которого получено соотношение $\left(\frac{A}{T} \right)$, и для одного и того же типа сейсмической волны.

Интенсивность землетрясений B характеризует его силу на поверхности Земли, т.е. степень сотрясения поверхностных слоёв планеты. Она зависит от энергии, выделяющейся в очаге, глубины его залегания $H_{\text{зт}}$, геологических условий в эпицентральной зоне и гипоцентрального расстояния Δ_1 и оценивается в баллах.

Для определения интенсивности землетрясений и сравнения их между собой в ряде стран разработаны *сейсмические шкалы* (табл. 5.2).

Таблица 5.2

Шкалы интенсивности землетрясений

$q_{зт}$, Дж	$M_{зт}$	Краткая характеристика (основные признаки) землетрясений	EMS-98
$10^6 - 10^7$	1.6 – 2.2	Регистрируются толь приборами	I
$10^7 - 10^8$	2.2 – 2.8	Ощущаются отдельными людьми, находящимися в полном покое	II
$10^8 - 10^9$	2.8 – 3.4	Ощущаются лишь небольшой частью населения	III
$10^9 - 10^{10}$	3.4 – 4.0	Ощущаются многими людьми; заметные колебания висячих предметов, дребезжание посуды и оконных стёкол	IV
$10^{10} - 10^{11}$	4.0 – 4.6	Ощущаются практически всеми людьми; общее сотрясение, колебание мебели, трещины в штукатурке и оконных стёклах	V
$10^{11} - 10^{12}$	4.6 – 5.2	Общий испуг, многие выбегают из зданий, откалываются куски штукатурки, лёгкое повреждение зданий	VI
$10^{12} - 10^{13}$	5.2 – 5.8	Паника, все выбегают из зданий, на улицах теряют равновесие, трещины в стенах каменных домов и повреждение зданий, отдельные лица получают ранения	VII
$10^{13} - 10^{14}$	5.8 – 6.4	Сквозные трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб, трещины в почве, много раненых, отдельные жертвы	VIII
$10^{14} - 10^{15}$	6.4 – 7.0	Сильные повреждения каменных домов, отдельные здания разрушаются до основания, число жертв возрастает	IX
$10^{15} - 10^{16}$	7.0 – 7.6	Крупные трещины в почве, оползни и обвалы, искривление рельсов, разрушения каменных построек, в населённых пунктах много убитых и раненых	X
$10^{16} - 10^{17}$	7.6 – 8.2	Многочисленные оползни и обвалы, широкие трещины в земле, каменные здания совершенно разрушаются, многочисленные жертвы	XI
$10^{17} - 10^{18}$	8.2 – 8.8	Катастрофические разрушения и жертвы, ни одно сооружение не выдерживает, изменения в почве достигают огромных размеров, наводнения, отклонение течения рек, крупные нарушения рельефа	XII

§ 5.7 Метаморфизм

Метаморфизм (от греч. *μετατροπή* – превращение) представляет собой совокупность эндогенных геологических процессов, приводящих к физической и химической переработке горных пород внутри Земли. С ним связаны различные, нередко глубокие изменения первоначального облика пород, их структуры, текстуры, химического и минерального состава. Под *метаморфизмом* понимается изменение существующих горных пород, ведущее к образованию новых метаморфических горных пород с новыми минеральными ассоциациями, особой структурой и новыми текстурами.

Все изменения (преобразования) горных пород, происходящие в ходе метаморфизма, можно условно разделить на два вида: преимущественно физические и преимущественно химические. Оба вида изменений обычно происходят одновременно. К физическим преобразованиям относятся разрушения зёрен, *перекристаллизация* (образование новых минералов в горной породе), взаимное проникновение зёрен и увеличение их размера, параллельная ориентировка удлинённых и плоских зёрен; к химическим изменениям – формирование новых минеральных ассоциаций либо путём перекристаллизации исходного материала, либо привнесом новых или потерей старых компонент, которые перемещаются в виде ионов вместе с газами или жидкостями.

В зависимости от изменения химического состава прежних или исходных и вновь образованных метаморфических горных пород метаморфизм бывает *изохимический* и *метасоматический*. Первому из них присуще относительное постоянство химического состава пород, если метаморфизм развивался без привноса новых или потери старых компонент. Если же метаморфизм развивается с участием химически активных веществ, поступающих в ходе процессов магматизма или из мантии, то первоначальный химический состав минералов меняется и возникают новые, устойчивые в сложившейся обстановке минералы (метасоматический метаморфизм).

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гаврилов В.П.* Физика Земли: Учебник для вузов. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2008. – 287 с.
2. *Долгов А.Д.* Космология ранней Вселенной. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 199 с.
3. *Егоров А.С.* Физика Земли: Учебное пособие. – Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», СПб, 2012. – 101 с.
4. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 415 с.
5. *Конценебин Ю.П., Шигаев Ю.Г.* Геофизика: Учебное пособие. – Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 2001. – 162 с.
6. *Магницкий В.А.* Общая геофизика: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 317 с.
7. *Рязанов И.А.* Эволюция представлений о земной коре. – М.: Наука, 2002. – 299 с.
8. *Силк Дж.* Большой взрыв. – М.: Мир, 1982. – 391 с.
9. *Стейси Ф.* Физика Земли. – М.: Издательство «Мир», 1972. – 343 с.
10. *Чечкин С.А.* Основы геофизики. Учебник. – Л.: Гидрометиздат, 1990. – 288 с.
11. *Karato Sh.* Physics and chemistry of deep Earth. – New Haven, 2013. – 418 с.
12. *Merrill R.T.* The Magnetic Field of The Earth. – London: Academic Press Ltd., 1996. – 547 с.
13. *Stacey F.D.* Physica of the Earth. – Cambridge University Press, 2008. – 513 с.

Учебное издание

Николай Николаевич Редичкин
Наталья Вячеславовна Самсонова

ФИЗИКА ЗЕМЛИ И АТМОСФЕРЫ

Учебное пособие

Редактор

Компьютерная верстка и макет

Темплан 2015 г., поз. ____

Подписано в печать _____. Формат _____. Бумага писчая. Ризограф.

Уч.-изд. л. _____. Усл.-печ. л. _____. Тираж 100 экз. Заказ _____

Редакционно-издательский центр

Ростовского государственного строительного университета

344022, Ростов-на-Дону, ул. Социалистическая, 162