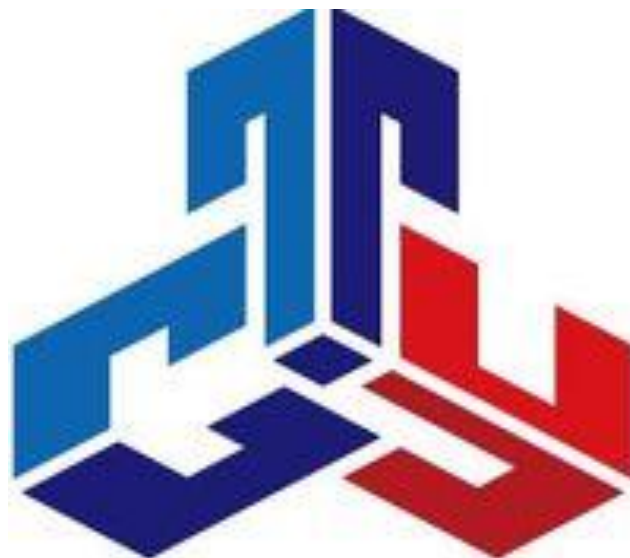


СОВРЕМЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ



**ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ
ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ**

УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ

РЯЗАНЬ 2019

УДК 911.2

Физическая география. Внутреннее строение Земли:
учебно-методическое пособие для студентов-бакалавров,
обучающихся по направлению «Природообустройство и
водопользование». /сост. Барановский
Совр. техн. универ-т. – Рязань, 2019. – Электронное издание

Рецензент: д.б.н., профессор А.Г. Резанов

В пособии изложены основы физической географии.

Учебно-методическое пособие составлено для студентов вузов,
ведущих подготовку специалистов по природоохранным
специальностям.

*Издаётся по решению Ученого Совета
Современного технического университета.*

УДК 911.2

© А.В. Барановский

© Современный технический университет, 2019

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

§ 1. Основные характеристики планеты

Длительное существование воды и жизни на поверхности Земли стало возможным благодаря трем основным характеристикам - ее массе, гелиоцентрическому расстоянию и быстрому вращению вокруг своей оси.

Именно эти планетарные характеристики определили единственно возможный путь эволюции живого и неживого вещества Земли в условиях Солнечной системы, итоги которого запечатлены в неповторимом облике планеты. Эти три важнейшие характеристики у других восьми планет Солнечной системы существенно отличаются от земных, что и явилось причиной наблюдаемых различий в их строении и путях эволюции.

Масса современной Земли равна $5,976 \cdot 10^{27}$ г. В прошлом вследствие непрерывно протекающих процессов диссипации летучих элементов и тепла она, несомненно, была больше. Масса планеты играет определяющую роль в эволюции протовещества. Шарообразная форма Земли свидетельствует о преобладании гравитационной организации вещества в теле планеты.

С ростом глубины растут давление и температура. Вещество переходит в расплавленное и даже ионизованное состояние, благодаря чему возрастает его химический потенциал. Тем самым создаются предпосылки для длительной термической и, следовательно, геологической активности планеты.

Средний радиус гелиоцентрической орбиты Земли (расстояние от Солнца) равен 149,6 млн. км. Эта величина принята в качестве астрономической единицы. Почему мы выделяем этот параметр среди множества других? Дело в том, что на этом расстоянии количество солнечного тепла, достигающего поверхности Земли, таково, что выносимая из недр вода имеет возможность длительное время сохраняться в жидкой фазе, формируя обширные океанические и морские бассейны. Уже на орбите Венеры, расположенной на 50 млн. км ближе к Солнцу, и на орбите Марса, расположенного на 70 млн. км дальше от Солнца, чем Земля, таких условий нет. На Венере из-за избытка солнечного тепла вода испаряется и может существовать только в атмосфере планеты, на Марсе из-за недостатка тепла пребывает в замерзшем состоянии под грунтом планеты (возможно, в форме мерзлоты). И наконец, вращение

Земли: полный оборот вокруг своей оси относительно Солнца планета делает за 24 часа, или за 86400 с; относительно звезд - за 86164 с. Благодаря столь быстрому вращению возникли динамические условия, необходимые для образования земного магнитного поля. Без магнитного экрана развитие современных форм жизни при прочих благоприятных условиях было бы невозможно. Поток солнечных частиц высоких энергий беспрепятственно достигал бы земной поверхности, неся гибель живому веществу. Жизнь в этих условиях могла бы зародиться и существовать лишь под водой или глубоко в грунте. Суша являла бы собой мертвые пустыни, лишённые растительности и каких-либо живых существ.

Суточное вращение Земли обеспечивает также попеременное нагревание и охлаждение ее поверхности. Это способствует развитию водной и воздушной циркуляции, ускорению динамики всех процессов жизнедеятельности биосферы, преобразованию вещества земной коры.

Наклон оси вращения к плоскости орбиты ($23^{\circ}27'$) приводит к периодическому (сезонному) изменению количества солнечного тепла, получаемого различными участками земной поверхности при движении планеты по гелиоцентрической орбите. Полное обращение вокруг Солнца Земля делает за 365,2564 звездных суток (сидерический год), или 365,2422 солнечных суток (тропический год).

Площадь поверхности Земли равна 510 млн. км², средний радиус сферы - 6371 км.

§ 2. Модель Буллена

Современные представления о внутреннем строении Земли базируются на данных наблюдений за прохождением продольных (P), поперечных (S) и поверхностных сейсмических волн, возникающих при землетрясениях. Согласно этим данным, Земля имеет сложно-дифференцированное строение и состоит из оболочек, характеризующихся различной скоростью прохождения P и S волн.

Наиболее резкие изменения упругих свойств наблюдаются на глубинах около 10-40 и 2900 км от поверхности Земли. В первом случае скорость продольных волн увеличивается скачком от 6,5 до 8,1 км/с; во втором - резко уменьшается с 13,25 до 8,5 км/с (рис. III.1).

Верхняя граница (8,1 км/с) была впервые обнаружена югославским сейсмологом Андреем Мохоровичичем в 1909 г. при анализе сейсмологом Загребского землетрясения 8 октября 1909 г. Эта граница условно принята за подошву земной коры. Она получила название граница Мохоровичича, или граница М.

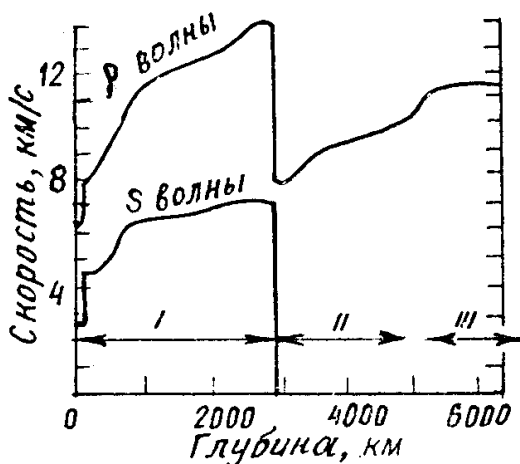


Рис. III.1. Изменение скоростей для волн P и S внутри Земли: I - мантия; II - внешнее ядро; III - внутреннее ядро

граница М.

Нижняя граница (13,25-8,5 км/с) впервые была установлена немецким геофизиком Beno Gutenbergом в 1914 г. при изучении записи землетрясений с элицентральными расстояниями более 80° от Геттингена. Граница Gutenbergа характеризует переход от оболочки к ядру Земли.

Наличие у Земли обширного ядра уверенно устанавливается исчезновением волн P и S на элицентральных расстояниях в 105° (11 тыс. км) и наличием зоны тени между 105 и 142° .

Волна P появляется вновь между 142 и 180° с большим запаздыванием. Впервые это было установлено Олдгеном в 1906 г. и впоследствии учтено Gutenbergом (Gutenberg, 1963). Резкое уменьшение скорости P и непрохождение (или очень сильное ослабление) волны S являлось надежным свидетельством того, что в диапазоне глубин 1500-2900 км (считая от центра Земли) вещество обладает физическими свойствами, близкими к жидкости, поскольку, как это следует из выражения для определения скорости распространения поперечных волн, $C_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$, для жидких сред модуль сдвига $\mu = 0$ и поперечные волны в них не распространяются. Однако здесь правильнее

говорить не о жидком состоянии вещества внешнего ядра, которое, как будет показано ниже, обладает все-таки ненулевой жесткостью, а о том, что это вещество является абсолютно несжимаемым или приближается к этому состоянию. Аналогичными свойствами обладает и жидкость.

В 1936 г. датчанка Инга Ломан установила существование внутреннего твердого субъядра. В последующие годы благодаря возросшему числу сейсмологических станций (в 1971 г. их было 1620) наличие внутреннего твердого субъядра было подтверждено регистрацией отраженных *P* волн от его поверхности.

Очень скоро вслед за выделенными границами внутри Земли были надежно установлены еще две зоны изменения упругих свойств - в интервале глубин 50-250 км и на глубине порядка 900 км. Слой верхней мантии в интервале глубин 50-250 км характеризуется заметным уменьшением скоростей *P* и *S* волн: соответственно с 8,1 и 4,6 км/с в верхах мантии до 7,8 и 4,3 км/с на глубинах 100-250 км под континентами и 50-60 км под океанами. Этот слой пониженных скоростей получил название «20°-границы», или «волновод Гутенберга». Твердый субстрат выше волновода (под древними докембрийскими щитами он совпадает с границей Мохоровичича) получил название литосферы, а подстилающая область верхней мантии вплоть до глубин 250-400 км, где находится нижняя граница волновода, - астеносферы (рис. III.2).

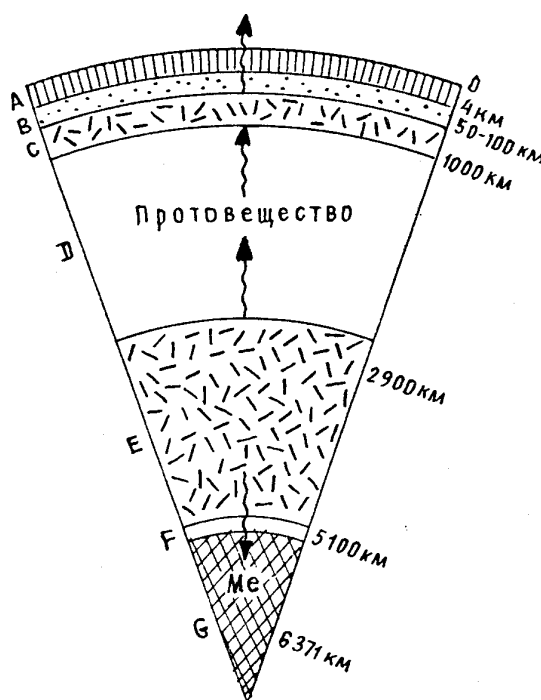


Рис. III.2. Внутреннее строение Земли. Заштрихованы области внешнего ядра и астеносферы: А - земная кора; ВС - верхняя мантия; D - оболочка; E - верхнее (жидкое) ядро; F - переходная зона; G - внутреннее ядро

Начиная с глубин 250-400 км и 900 км сейсмология землетрясений указывает на аномально быстрое возрастание скоростей P и S волн с 8,1 и 4,5 км/с до 11,2 и 6,0 км/с соответственно (см. рис. III.1).

Выделение главнейших границ в теле Земли по характеру изменения скоростей распространения упругих волн позволило К. Буллену (1956), а затем Б. Гутенбергу (1963) построить реальную модель внутреннего строения планеты (см. рис. III.2). Ниже приведена таблица основных границ и скоростей распространения волн внутри Земли, а также фактора Q , характеризующего затухание волн внутри сферических оболочек.

Таблица III.1

Положение границ, скорости распространения и затухания сейсмических волн внутри Земли

Слой	Глубина, км	Скорость волн, км/с		Q
		P	S	
A	0-33	6,75	3,8	450
B	33-400	8,06-9,64	4,5	60
C	400-900	11,4	7,18	150-550
D	900-2900	13,60	7,18	2000
E	2900-5000	7,50-10,0	0	4000
F	5000-5100	10,26	0	4000
G	5100-6371	11,28	3,6	400

Установление оболочечного строения Земли принадлежит к выдающимся достижениям классической сейсмологии. Эти данные легли в основу определения законов изменения плотности, давления и ускорения силы тяжести внутри планеты, а вместе с ними позволили подойти к решению фундаментальной проблемы естествознания - установлению состава и природы оболочек Земли.

§ 3. Земная кора

Положение, химический состав, термический режим

Верхняя твердая геосфера именуется *земной корой*. Это понятие связано с именем югославского геофизика А.Мохоровичича, который установил, что в верхней толще Земли сейсмические волны распространяются медленнее, нежели на больших глубинах. Впоследствии этот верхний низкоскоростной слой был назван земной корой, а граница, отделяющая земную кору от мантии Земли, - *границей Мохоровичича, или, сокращенно, - Мох*. Мощность земной коры изменчива. Под водами океанов она не превышает 10-12 км, а на континентах составляет 40-60 км, (что составляет не более 1% земного радиуса), редко увеличиваясь в горных районах до 75 км. Средняя мощность коры принимается равной 33 км, средняя масса - $3 \cdot 10^{25}$ г.

По геологическим и геохимическим данным до глубины 16 км подсчитан усредненный химический состав пород земной коры¹. Эти данные постоянно уточняются и на сегодня выглядят следующим образом: кислород - 47%, кремний - 27,5, алюминий - 8,6, железо - 5, кальций, натрий, магний и калий - 10,5, на все остальные элементы приходится около 1,5%, в том числе на титан - 0,6%, углерод - 0,1, медь - 0,01, свинец - 0,0016, золото - 0,0000005%. Очевидно, что первые восемь элементов составляют почти 99% земной коры и только 1% падает на остальные (более сотни!) элементы таблицы Д.И. Менделеева. Вопрос о составе более глубоких зон Земли остается спорным. Плотность пород, слагающих земную кору, с глубиной возрастает. Средняя плотность пород в верхних горизонтах коры 2,6-2,7 г/см³, ускорение силы тяжести на ее поверхности 982 см/с². Зная распределение плотности и ускорения силы тяжести, можно рассчитать давление для любой точки радиуса Земли. На глубине 50 км, т.е. примерно у подошвы земной коры, давление составляет 13000 атм.

Температурный режим в пределах земной коры довольно своеобразен. На некоторую глубину в недра проникает тепловая энергия Солнца. Суточные колебания температуры наблюдаются на глубинах от нескольких сантиметров

¹ Значения средних содержаний отдельных элементов названы кларками - по фамилии впервые рассчитавшего их в 1889 г. американского ученого Ф. Кларка.

до 1-2 м. Годовые колебания в умеренных широтах достигают глубины 20-30 м. На этих глубинах залегает слой пород с постоянной температурой - *изотермический горизонт*. Его температура равна средней годовой температуре воздуха в данном регионе. В полярных и экваториальных широтах, где амплитуда колебания годовых температур мала, изотермический горизонт залегает близко к земной поверхности. Верхний слой земной коры, в котором температура меняется по сезонам года, называется *активным*. В Москве, например, активный слой достигает глубины 20 м.

Ниже изотермического горизонта температура повышается. Повышение температуры с глубиной ниже изотермического горизонта обусловлено внутренним теплом Земли. В среднем прибавка температуры на 1°C осуществляется при заглублении в земную кору на 33 м. Эта величина называется *геотермической ступенью*². Геотермическая ступень в разных регионах Земли различна: полагают, что в зонах вулканизма она может быть около 5 м, а в спокойных платформенных областях - возрастая до 100 м.

Вместе с верхним твердым слоем мантии земная кора объединяется понятием *литосфера*, совокупность же коры и верхней мантии принято именовать *тектоносферой* (рис. III.3, а).

Земная кора и геологическое летоисчисление

При изучении истории развития земной коры важно знать время образования горных пород и минералов, хронологическую последовательность геологических событий.

Источником информации о развитии Земли во времени прежде всего являются осадочные горные породы, которые в подавляющем большинстве сформировались в водной среде и поэтому залегают слоями (см. рис. III.4 на с. 66).

Чем глубже от земной поверхности лежит слой, тем раньше он образовался и, следовательно, является *более древним* по отношению к любому слою, который расположен ближе к поверхности и является *более молодым*. На этом

² Величина, обратная геотермической ступени, называется геотермическим градиентом, т.е. градиент - это число градусов, на которое увеличивается температура на каждые 100 м глубины.

простом рассуждении основывается понятие *относительного возраста*, которое легло в основу *относительной геохронологии*.

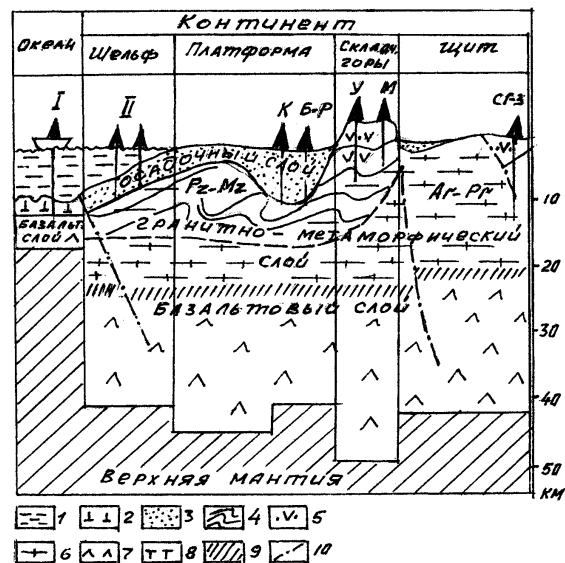
Относительный возраст пород легко устанавливается в случае горизонтального залегания слоев. Например, в береговом обрыве сверху вниз легко различаются слои песка, глины и известняка. Наиболее древней породой здесь будет известняк, затем образовался слой глины и самым молодым является слой песка³. Если поблизости в другом обнажении обнаруживается та же последовательность пород (снизу вверх: известняк, глина, песок), мы можем предположить, что одноименные слои одновозрастны⁴.

³ Метод определения относительного возраста слоев по их взаимному расположению называют *стратиграфическим*, от слова “стратус” - слой. Стратиграфия - наука о последовательности накопления осадочных толщ.

⁴ Метод определения относительного возраста слоев на основании сходства их состава называют *петрографическим*, от греческого “петра” - камень. Петрография - наука, изучающая горные породы.



а



б

Рис. III.3. Строение земной коры:

а - строение земной коры по К.Буллену;

б - строение земной коры в разных геологических районах и положение отдельных сверхглубоких скважин (СГ-3 - Кольская, М - Мурунтауская, У- Уральская, К - Кубанская, Б-Р - Берта-Роджерс, I - скважины судна "Гломар Челленджер", II - глубокие скважины на шельфе);

- 1 - гидросфера, 2 - осадочный слой океанов, 3 - осадочный слой континентов, 4 - складчатые области фанерозоя, 5 - вулканогенные образования, 6 - кристаллические породы докембрия, 7 - базальтовый слой континентов, 8 - базальтовый слой океанов, 9 - верхняя мантия, 10 - глубинные разломы

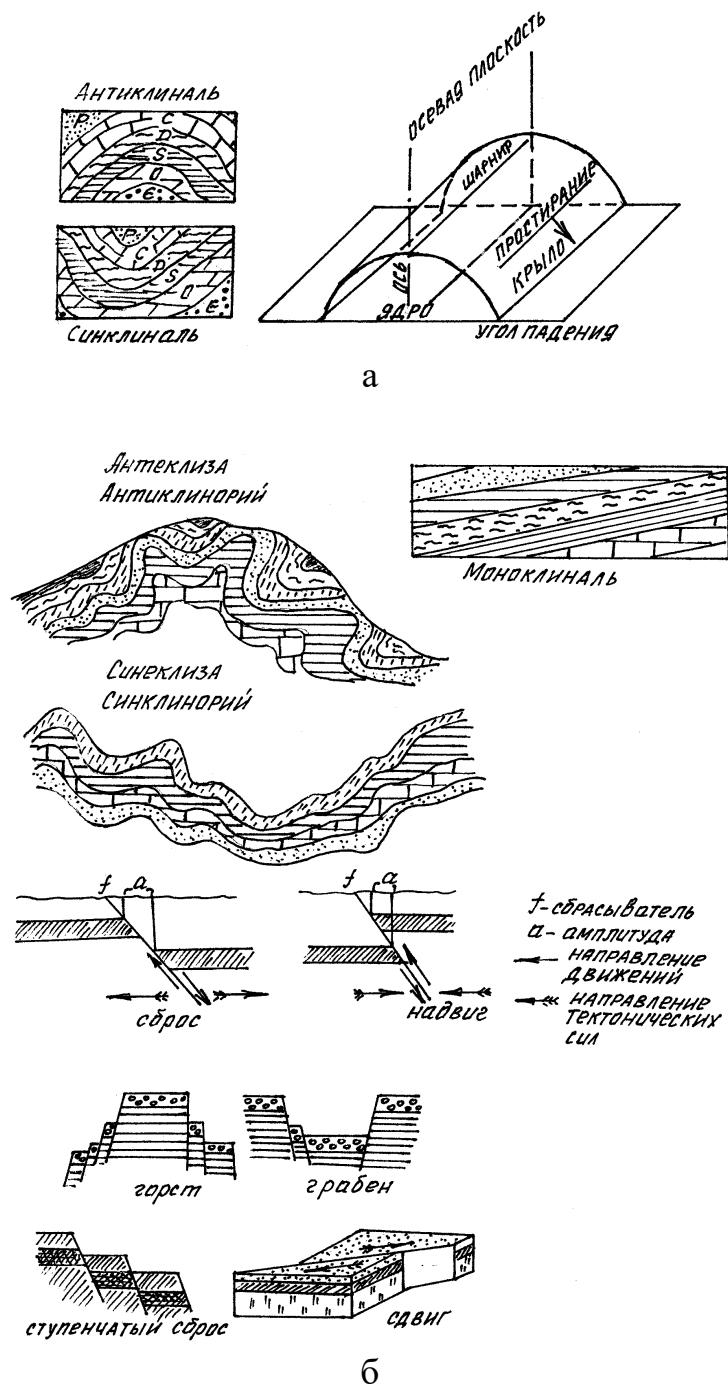


Рис. III.4. Формы залегания осадочных образований
 а - складчатые, б - разрывные

Однако сопоставление пород по составу эффективно только для увязки пород на небольших расстояниях. Многие породы, разные по возрасту, имеют

сходный состав, и напротив, одновозрастные, но образовавшиеся в различных условиях породы будут отличаться по составу. Поэтому наиболее достоверно определение относительного возраста по остаткам растительных и животных организмов - *окаменелостям*, сохранившимся в породах. Отложения одного возраста, если они сформировались в сходных условиях, содержат сходные или одинаковые окаменелости. Это позволяет сопоставлять одновозрастные толщи, если они имеют разный состав и расположены в разных регионах Земли⁵.

Самые длительные временные интервалы в относительной геохронологии - эоны; эоны делятся на эры, эры - на периоды, периоды - на эпохи, эпохи - на века и т.д. За отрезок времени, равный эону, накопилась толща осадочных пород, соответствующая эонотеке, за эру - эратеме, за период - системе, за эпоху - отделу, за век - ярусу и т.д.

В отличие от относительной абсолютная геохронология призвана измерить геологическое время в астрономических единицах - годах. Существуют две группы методов определения абсолютного возраста: сезонно-климатические и радиологические. *Сезонно-климатические* методы применимы к породам, имеющим сезонную слоистость, и сводится к подсчету сезонных слоев. *Радиологические* (изотопные) методы основываются на определении возраста минералов по распаду радиоактивных изотопов, которые в малых количествах входят в кристаллическую решетку многих минералов. Так как процесс распада осуществляется с постоянной скоростью, результаты определений являются независимыми от тех или иных условий среды. Наиболее часто для абсолютных датировок используют ^{235}U , ^{40}K , ^{87}Rb , ^{147}Sm , ^{14}C . Кроме того, дополнительным методом геохронологического расчленения пород является изучение палеомагнетизма, на основе чего составлена палеомагнитная шкала времени. Изотопные и палеомагнитный методы особенно важны для определения возраста магматических и метаморфических пород.

⁵ Метод определения относительного возраста пород по содержащимся в них окаменелостям (руководящим ископаемым) называют *палеонтологическим*, от греческого “палео” - древний. Палеонтология - наука, изучающая ископаемые остатки организмов и воссоздающая органический мир прошлого.

Геохронологическая шкала

В итоге кропотливой многолетней работы постепенно создавалась геохронологическая шкала. Ее первый вариант был утвержден в 1881 г. на II Международном геологическом конгрессе, а затем дополнен определениями абсолютного возраста всех геологических эр и периодов (табл. III.2).

В шкале выделены три эоны: архейский, протерозойский и фанерозойский. Фанерозойский эон включает палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры и состоит из 12 периодов. Периоды обычно носят название местности, где они впервые были выделены и наиболее полно описаны. Индексы (символы) периодов (систем) обозначаются первыми буквами их латинских названий. Каждой системе присвоен определенный цвет, что очень удобно для прочтения геологических карт и разрезов. Продолжительность периодов различна: 20-100 млн. лет, а незавершенного четвертичного - 1,7 - 1,8 млн. лет.

Периоды подразделяются на 2 или 3 эпохи, которые именуются: ранняя, средняя и поздняя. Их индексы такие же, как у соответствующих периодов, но справа внизу добавляется цифра 1, 2 или 3. Например, P_1 - раннепермская эпоха, а P_2 - позднепермская эпоха. Цветовое обозначение соответствует принятому для периода, но для ранних эпох используются более темные оттенки, нежели для более молодых. Например, P_1 должна быть темнее, чем P_2 .

Таблица III.2

Геохронологическая (стратиграфическая) шкала

Эра (группа)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Индекс	Цвет на графике	Длительность, млн. лет	Тектогенез
	Четвертичный	Голоценовая	Q	Очень светлый	1,7	
		Плейстоценовая		голубой или желтый		
	Неогено-	Плиоценов				

вый	ая	N	Желтый	21	
	Миоценовая				
Палеогеновый	Олигоценая	P	Оранжевый	42	
	Эоценовая				
	Палеоценовая				
Меловой	Поздняя	K	Зеленый	70	
	Средняя				
	Ранняя				
Юрский	Поздняя	J	Синий	55-60	
	Средняя				
	Ранняя				
Триасовый	Поздняя	T	Фиолетовый	40	
	Средняя				
	Ранняя				
Пермский	Поздняя	P	Желто-коричневый	55	• max
	Ранняя				
Каменноугольный	Поздняя	C	Серый	65	
	Средняя				
	Ранняя				
Девонский	Поздняя	D	Коричневый	55	• max
	Средняя				
	Ранняя				
Силурийский	Поздняя	S	Грязно-зеленый	30	
	Ранняя				

	Ордовик-ский	Поздняя	O	Оливково-зеленый	60	• max
		Средняя				
		Ранняя				
Кембрий-ский	Поздняя	Є	Лиловый	>70		
	Средняя					
	Ранняя					
Протерозой	Докембрий		PR	Розовый	>2000	
Архей			AR	Малиновый	3500	

Более дробными единицами шкалы являются века (ярус). Продолжительность веков 2-10 млн. лет (на порядок меньше, чем периодов). Индексация и раскраска их на графике выполняются по этому же принципу. Например, обозначение P_1^2 читается как средний век ранней перми, а P_1^3 как поздний век ранней перми, и отложения последнего на картах должны быть светлее, чем отложения, датируемые как P_1^2 . Кроме того, эти подразделения имеют географические названия: P_1^2 - артинский ярус, P_1^3 - кунгурский ярус.

Четвертичный период единственный включает 4 эпохи: раннюю (Q_1), среднюю (Q_2), позднюю (Q_3) и голоценовую (Q_4).

Геохронологическая шкала позволяет классифицировать и сопоставлять геологические явления и процессы. Она упорядочила установление их последовательности, позволила оценить хронологию событий, и в этом ее огромное значение для всего комплекса наук о Земле.

Процессы, формирующие земную кору

Литосфера, атмосфера, гидросфера контактируют в зоне верхней границы земной коры, где вместе с биосферой формируют наиболее сложную и активную реакционную сферу Земли. Именно здесь и в тектоносфере осуществляются процессы, создающие земную кору и изменяющие ее строение и состав. Эти процессы называются *геологическими*. Геологические процессы, энергетически связанные с тектоносферой, называют *эндогенными (внутренними)*, с верхней реакционной сферой - *экзогенными (внешними)*.

Экзогенные процессы развиваются на поверхности Земли и в приповерхностных слоях земной коры. Главными причинами, вызывающими эти процессы, являются: лучистая энергия Солнца, притяжение Солнца и Луны, поступление вещества из Космоса. Важнейшими экзогенными процессами являются выветривание и круговорот воды. Выветривание заключается в разрушении горных пород и минералов под действием физических и химических факторов. Прежде всего это нагревание и охлаждение, химическое воздействие на горные породы кислорода, углекислого газа, водяных паров и водных растворов. Физическое и химическое выветривание производят и представители биосферы.

Воды, выпавшие в виде атмосферных осадков на континент, частично испаряются. Часть их формирует ручьи, реки, накапливается в виде льда и снега в зонах сурового климата, фильтруется в землю, образуя ниже земной поверхности залежи подземных вод. И вода, и снег, и лед выполняют огромную разрушительную работу, в результате которой горные породы измельчаются и испытывают глубокое преобразование изначального минерального и химического состава. И твердые обломки, и растворенное вещество транспортируются к месту их накопления (*аккумуляции*). Таким образом, *все экзогенные процессы осуществляются по схеме: разрушение → транспортировка → аккумуляция*. Основными экзогенными процессами являются геологическая деятельность ветра, рек, дождевых, талых и подземных вод, морей, океанов, озер, болот, ледников, а также процессы, осуществляющиеся в мерзлых породах. В разрушительную стадию всех перечисленных процессов создается *осадочный материал*, который накапливается как на суше, так и в водоемах, причем в водоемах

аккумулируется большая его часть. Осаждаясь на дне водоемов, осадочный материал формирует осадочную толщу. *Это процесс осадконакопления, или седиментации.* В составе осадочной толщи различаются отдельные слои. Каждый слой фиксирует какие-либо изменения в условиях накопления осадочной толщи.

Как уже говорилось, в экзогенных процессах важную роль играет биосфера. В хлорофилле зеленых растений, в том числе и водорослей, путем фотосинтеза и при участии углекислого газа и воды образуются углеводы и свободный кислород. Кислород поступает в атмосферу и обеспечивает жизнь в Мировом океане. Продукты же жизнедеятельности организмов образуют такие органогенные образования, как торф, сапрпель, бурый уголь в континентальных водоемах и органогенные илы на дне морей и океанов.

По мере того как мощность осадочной толщи возрастает, нижние ее слои уплотняются и осадок литифицируется - превращается в осадочную горную породу. Совокупность процессов образования осадков и преобразования их в осадочные горные породы называется *литогенезом*.

Осадочные горные породы залегают слоями. Слой - это геологическое тело, ограниченное примерно параллельными плоскостями, верхняя из которых именуется кровлей, нижняя - подошвой. Следовательно, мощность слоя на всем его протяжении примерно одинакова. Протяженность слоя всегда много больше его мощности.

Эндогенные процессы, охватывающие тектоносферу, часто именуется тектоническими. Тектонические процессы связаны с внутренней активностью Земли. Их движущей силой является огненно-жидкий расплав - *магма*. Этот поток материи и тепла, периодически устремляющийся к поверхности из недр планеты, обеспечивает геологический процесс, называемый *магматизмом*. В результате застывания магмы на глубине (интрузивный магматизм) возникают интрузивные тела - батолиты, штоки, пластовые интрузии, дайки и т.д. Застывшая на поверхности Земли магма образует лавовые потоки и покровы. Это эффузивный тип магматизма. Современный эффузивный магматизм именуют вулканизмом (рис. III.5).

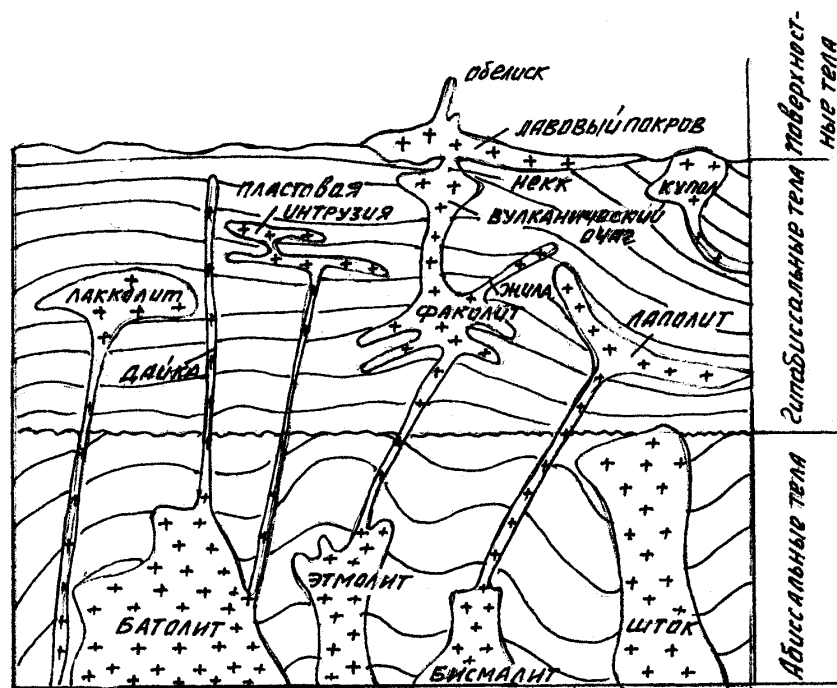


Рис. III.5. Формы залегания магматических пород

С магматизмом связано извержение вулканов, возникновение землетрясений, складкообразование, разрыв слоев, поднятие и опускание территорий.

Подъем и опускание земной коры обусловлены проявлением тектонических движений. На разных временных отрезках развития Земли направленность этих движений может быть различной, но результирующая их составляющая направлена либо вниз, либо вверх. Движения, направленные вниз и ведущие к опусканию земной коры, именуется нисходящими, или отрицательными; движения, направленные вверх и ведущие к подъему, - восходящими, или положительными. Совокупность тектонических движений и процессов, под воздействием которых формируется структура земной коры, именуется *тектогенезом*. В результате тектогенеза одни территории воздымаются, другие - опускаются. Воздымание земной коры влечет за собой перемещение береговой линии в сторону суши - *трансгрессию*, или наступление моря. При опускании, когда море отступает, говорят о его *регрессии*. В результате тектогенеза поверхность Земли может пересекать нулевой уровень, т.е. морские условия могут сменяться континентальными и наоборот.

Тектонические движения сминают и разламывают слои осадочных пород. Движения, ведущие к образованию складок, называются складкообразовательными. Такие движения не нарушают сплошности слоев, а лишь изгибают их. Простейшими складками являются *антиклинали* и *синклинали*. (Выпуклая складка, в ядре которой залегают наиболее древние породы, именуется антиклинальной, а вогнутая с молодым ядром - синклинальной.) В земной коре антиклинали всегда переходят в синклинали, и поэтому эти складки всегда имеют общее крыло. В этом крыле все слои примерно одинаково наклонены к горизонту. Это *моноклинальное* окончание складок (рис. III.4). Складки образуются в породах, обладающих некоторой пластичностью.

Если породы потеряли пластичность (приобрели жесткость), слои разламываются, а их части смещаются по плоскости разлома. При смещении вниз говорят о *сбросе*, вверх - о *взбросе*. При смещении под очень малым углом наклона к горизонту - о *поддвиге* и *надвиге*. В потерявших пластичность жестких породах тектонические движения создают разрывные (глыбовые, тектонические) структуры, простейшими из которых являются *горсты* и *грабены* (рис. III.4).

Складчатые структуры после потери пластичности слагающими их горными породами могут быть разорваны сбросами (взбросами). В результате в земной коре возникают антиклинальные и синклинальные *нарушенные структуры*.

Тектонические движения, ведущие к образованию гор, именуется *орогеническими* (горообразовательными), а сам процесс горообразования - *орогенезом*. В истории развития Земли выделяют несколько орогенических фаз. Самые древние структуры сформированы в каледонскую фазу складчатости, которая завершилась в силурийском периоде. Девонский, каменноугольный и пермский периоды примечательны *герцинским (варисским) орогенезом*, на смену которому пришли *альпийские горообразовательные движения*. Кайнозойские подвижки именуют *новейшими и современными* (табл. III.2).

Эндогенные и экзогенные процессы действуют противонаправленно: эндогенные создают тектонические поднятия и прогибы, экзогенные разрушают поднятия, а материал разрушения транспортируют в понижения, в том числе и в океаны и моря. Скорость этих деяний природы достаточно велика

- самые высокие на Земле горы за несколько миллионов лет оказываются выровненными.

Вещественный состав земной коры

Минералы и горные породы. Земная кора сложена минералами и горными породами. Минералы - это достаточно устойчивые химические соединения и самородные элементы, имеющие строго конкретное, только им присущее внутреннее строение. Минералы образуются в результате эндогенных и экзогенных процессов, а также могут выращиваться в лабораториях, на заводах (драгоценные камни) и на морских фермах (жемчуг).

В природе существуют твердые (алмаз, кварц), жидкие (вода, нефть, ртуть) и газообразные (все газы) минералы. Твердые минералы могут быть *кристаллическими* (галит, кварц) и *аморфными* (опал, все смолы). Кристаллические состоят из множества структурных элементов, представляющих собой многогранники-кристаллы, аморфные кристаллов не имеют. Строение минералов определяет их свойства. Один и тот же химический элемент (или соединение) может образовывать разные кристаллические формы, т.е. разные минералы. Так, алмаз и графит состоят из углерода (С), пирит и марказит - из сульфида железа (FeS_2), кальцит и арагонит - из карбоната кальция ($CaCO_3$) и т.д.

Известно более 2500 минералов, а если учесть и их разновидности - около 4000, однако только немногим больше 50 (до 1%) из них имеют *породообразующее* значение. Современная классификация минералов основывается на их составе и строении. В табл. III.3 приведена классификация породообразующих и некоторых наиболее часто встречающихся или представляющих особый интерес минералов.

Горные породы - минеральные агрегаты с более или менее постоянным минеральным составом. Они могут быть мономинеральными, т.е. состоящими из одного минерала, как, например, каменная соль (из галита), или из нескольких минералов, как, например, гранит (из полевых шпатов, кварца, биотита, амфибола). Многие мономинеральные породы носят такие же названия, как и слагающие их минералы: нефть, вода, слюда, глина, ангидрит,

гипс и т.д. Сыпучие, жидкие и пластичные горные породы нередко называют геологическими образованиями.

Таблица III.3

Классификация минералов

Классификационная группа	Распространение в земной коре	Основные минералы
1. Самородные элементы	Около 90 минералов - 0,1% массы земной коры	Золото, платина, серебро - драгоценные металлы, медь - цветной металл, алмаз - драгоценный камень, графит, сера, мышьяк
2. Сульфиды	Около 200 минералов - 0,25 % массы земной коры	Сфалерит - цинковая руда, галенит - свинцовая руда, халькопирит - медная руда, пирит - сырье для химической промышленности, киноварь - ртутная руда
3. Сульфаты	Около 260 минералов, ~0,1% массы земной коры	Гипс, ангидрит, барит - цементное сырье, поделочный камень и др.
4. Галлоиды	Около 100 минералов	Галит - каменная соль, сильвин - калийное удобрение, флюорит - фторид
5. Фосфаты	Около 350 минералов - 0,7% массы земной коры	Фосфорит - удобрение
6. Карбонаты	Около 80 минералов, ~1,8% массы земной коры	Кальцит, арагонит, доломит - строительный камень; сидерит, родохрозит - руды железа и марганца

7. Окислы	Около 200 минералов, ~17% массы земной коры	Вода, лед; кварц, халцедон, яшма, опал, кремень, корунд - драгоценные и полудрагоценные камни; бокситовые минералы - руды алюминия, минералы руд железа, олова, марганца, хрома и др.
8. Силикаты	Около 800 минералов, ~80% земной коры	Пироксены, амфиболы, полевые шпаты, слюды, серпентин, глинистые минералы - основные породообразующие минералы; гранаты, оливин, топаз, адуляр, амазонит - драгоценные и полудрагоценные камни

По генезису (происхождению) горные породы классифицируют на магматические, метаморфические и осадочные. Из них только магматические породы являются первичными. Метаморфические и осадочные породы образовались за счет изменения и разрушения магматических пород.

Магматические горные породы. Магматические горные породы, как и слагающие их минералы, формируются из магматического расплава при застывании магмы в недрах (интрузивные) и на поверхности (эффузивные) Земли. Большинство магматических пород сложено силикатными минералами и по содержанию в них кремнекислоты (SiO_2) делятся на кислые, средние, основные и ультраосновные. В табл. III.4 даны названия и характеристики главных представителей этих групп пород.

Магматические горные породы

Тип магмы (лавы)	Содержание SiO ₂ , %	Окраска	Интрузивные кристаллические	Типичные минералы	Эффузивные стекловатые
Кислая	> 65	Светлая пестрая, светло-серая	Гранит	Кварц, полевой шпат, биотит	Липарит
Средняя	65 - 52	Серая	Диорит	Плагиоклаз, роговая обманка, биотит	Андезит
Основная	52 - 45	Темно-серая	Габбро	Плагиоклаз, пироксен	Базальт
Ультраосновная	< 45	Почти черная, зеленовато-черная	Перидотит	Оливин, пироксен	Пикрит

Интрузивные магматические горные породы формируются при застывании магмы на глубине. Процесс этот идет достаточно медленно, и времени оказывается достаточно для роста кристаллов, поэтому интрузивные породы имеют кристаллическое строение. Эффузивные магматические породы образуются при быстром остывании вырвавшейся на земную поверхность магмы (лавы), и кристаллы не успевают сформироваться, поэтому породы имеют стекловатое (т.е. некристаллическое) строение. Особую группу магматических образований представляют собой жильные породы, с которыми связаны месторождения железа, меди, цинка, олова, золота, серебра, драгоценных камней и многих других полезных ископаемых. Таким образом, интрузивные породы отличаются от эффузивных по их внутреннему строению, а кислые, средние, основные и ультраосновные - по окраске, которая отражает содержание в породе SiO₂, а для интрузивных пород - их минеральный состав.

Метаморфические горные породы. Метаморфические горные породы образуются в результате сложных преобразований в составе и строении горных пород в связи с воздействием на них высоких температур и давлений. С каждым типом метаморфизма (региональным, дислокационным, контактным и ударным) связаны определенные породы. С региональным, типичным для обширных платформенных территорий, связан наиболее обширный спектр пород. Ближе к поверхности (но на достаточной глубине!) образуются породы так называемой *зеленокаменной фации*, содержащие много зеленого минерала хлорита. Наиболее типичны для этой зоны *сланцы* - породы со сланцеватым строением и *серпентиниты*. Глубже, т.е. при более высоких температурах и давлении, формируются более плотные *кристаллические сланцы*, *гнейсы*, *амфиболиты* и, как результат частичного переплавления амфиболитов, - *мигматиты*⁶. На больших глубинах, близ границы раздела с мантией, возникают *гранулиты*⁷ и *эклогиты*⁸ - своеобразные плотные кристаллические породы с набором метаморфических минералов.

Динамометаморфизм (дислокационный) сопровождается образованием материала разрушения материнской породы, в котором присутствуют метаморфические новообразования (хлорит, тальк, слюда). Эти рыхлые породы называются *милонитами*. Уплотняясь, милониты приобретают сланцеватое строение. В этой уже крепкой породе все минеральные зерна и их агрегаты расплюснуты. Такие породы называют бластомилонитами.

При контактовом типе метаморфизма преобразованию подвергаются породы, контактирующие с внедрившейся интрузией. Если вмещающей породой являются известняки, а из магмы выделяется большое количество горячих минерализованных газов и паров воды, в зоне контакта образуется разнокристаллическая своеобразная порода, называемая *скарном*. Скарны - породы, являющиеся настоящей природной кладовой промышленных скоплений железа, вольфрама, олова, цинка и многих драгоценных камней. При простом обжиге пород в контактной зоне образуются *роговики*.

Падение на Землю метеоритов вызывает процесс ударного метаморфизма. Разумеется, степень метаморфизма в таких зонах (астроблемах) максимальна в

⁶ Мигматиты - породы, по минеральному составу очень близкие к гранитам.

⁷ Гранулит состоит из кварца, ортоклаза, плагиоклаза и типично метаморфических граната, силлиманита, пироксена.

⁸ Эклогит формируется на границе земной коры и мантии и сложен пироксеном и гранатом.

точке удара и конусовидно сокращается с глубиной. Породы, возникшие в результате ударного типа метаморфизма, объединены общим названием - *импактиты*. С ними связаны месторождения алмазов и гранатов.

Таким образом, метаморфические горные породы очень и очень разнообразны. Различать их может помочь знание особенностей строения и набора типично метаморфических минералов.

Осадочные горные породы. Осадочные горные породы формируются на поверхности Земли или чуть глубже из продуктов выветривания, жизнедеятельности организмов, посредством химической садки солей из перенасыщенных растворов. Особую группу пород составляют горючие полезные ископаемые. Осадочные породы покрывают около 75% поверхности континентов, и подавляющая их часть образовалась из осадков морских водоемов. По генетическому признаку их делят на четыре классификационные группы: обломочные; глинистые; химические и органогенные; каустобиолиты.

Обломочные породы сложены преимущественно продуктами физического выветривания и подразделяются по величине слагающих их обломков на: грубообломочные (*валуны, щебень, галька, гравий* - рыхлые, *конгломераты и брекчии* - сцементированные); среднеобломочные (*пески и песчаники*); мелкообломочные (*алевриты и алевролиты*). Нижний предел размера частиц, слагающих обломочные материалы, - 0,01 мм.

Глинистые породы состоят преимущественно из продуктов химического выветривания и сложены частицами размером 0,01-0,001 мм и мельче. Кроме того, глинистые породы сложены глинистыми минералами, имеющими специфические свойства. Глинистые породы составляют около 50% массы всех осадочных пород. Окаменелая глина называется *аргиллитом*.

В четвертичных отложениях, особенно ледникового происхождения, присутствуют песчано-глинистые (больше глины, чем песка) и глинисто-песчанистые (больше песка, чем глины), которые при содержании меньшей составной части около 30% называются *суглинками* и *супесями* соответственно.

Химические и органогенные породы по происхождению либо являются химически осажденными, либо сформированы скелетными фрагментами организмов. Некоторые породы этой группы могут быть как химического, так и органогенного генезиса (карбонатные, кремнистые, фосфатные). В специфических морских обстановках образуются железо-марганцевые,

фосфоритовые, баритовые конкреции, арагонитовые иглы и оолиты и другие минеральные образования. В водоемах аридных (засушливых) зон формируются залежи хлоридных (*каменная и калийная*), сульфатных (*гипс, ангидрит, барит*), карбонатных (*известняк, доломит*) и других солей.

Горючие полезные ископаемые (каустобиолиты) образуют два генетических ряда: угля и нефти. Ряд угля включает *торф, лигнит, бурый и каменный уголь, антрацит*. В нефтяной ряд входят все углеводородные *газы, нефть, озокерит (горный воск), асфальт*. Однако, антрацит, как и относящиеся к этой группе пород горючие сланцы, По-существу, являются метаморфическими породами и к осадочным отнесены условно.

Строение земной коры

Типы коры. В разных регионах соотношение между различными горными породами в земной коре различно, причем обнаруживается зависимость состава коры от характера рельефа и внутреннего строения территории. Результаты геофизических исследований и глубоко бурения позволили выделить два основных и два переходных типа земной коры. Основные типы маркируют такие глобальные структурные элементы коры как континенты и океаны. Эти структуры прекрасно выражены в рельефе Земли, и им свойственны континентальный и океанический типы коры (рис. III.6).

Континентальная кора развита под континентами и, как уже говорилось, имеет разную мощность. В пределах платформенных областей, соответствующих континентальным равнинам, это 35-40 км, в молодых горных сооружениях - 55-70 км. Максимальная мощность земной коры - 70-75 км - установлена под Гималаями и Андами. В континентальной коре выделяются две толщи: верхняя - осадочная и нижняя - консолидированная кора. В консолидированной коре присутствуют два разноскоростных слоя: *верхний гранито-метаморфический*⁹, сложенный гранитами и гнейсами, и *нижний гранулитово-базитовый*¹⁰, сложенный высокометаморфизированными основными породами типа габбро или ультраосновными магматическими

⁹ По устаревшим представлениям, это *гранитный* слой.

¹⁰ По устаревшим представлениям, это *базальтовый* слой.

породами. Гранито-метаморфический слой изучен по кернам сверхглубоких скважин; гранулитово-базитовый - по геофизическим данным и результатам драгирования, что все еще делает его существование гипотетическим.

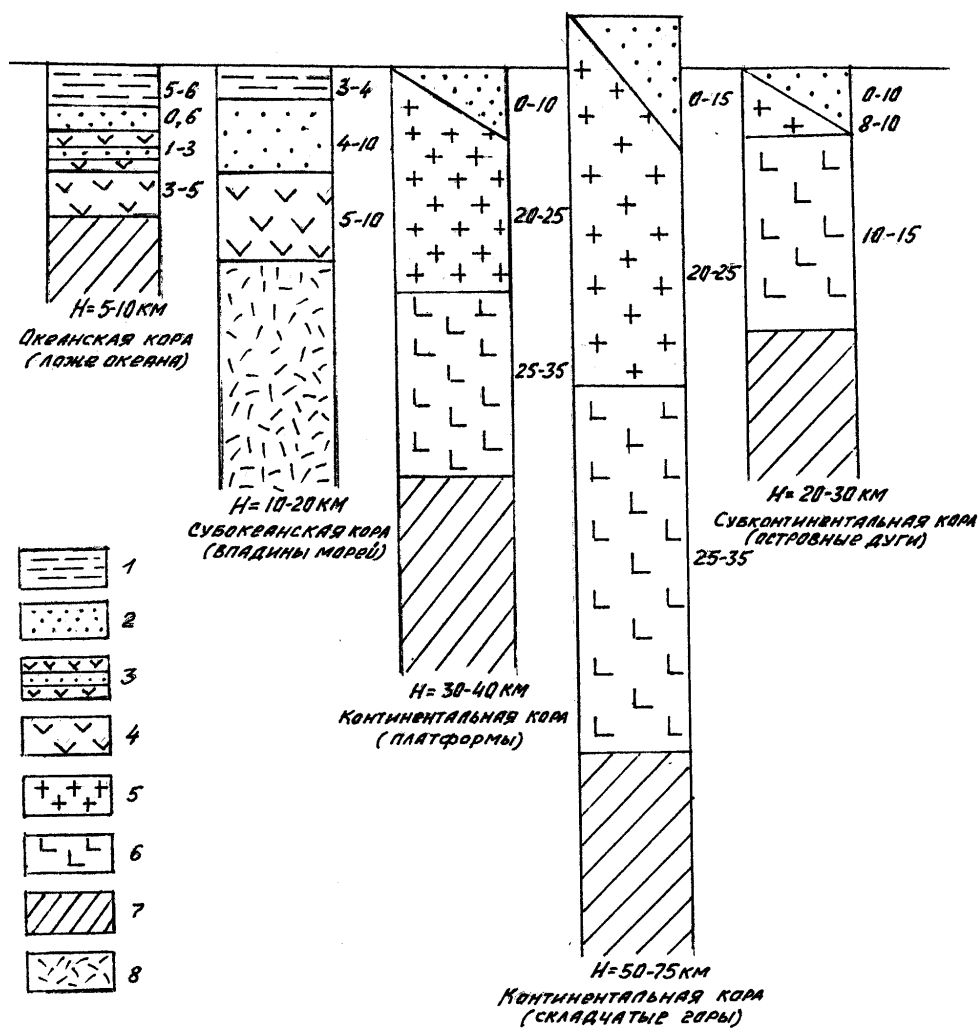


Рис. III.6. Типы земной коры:

- 1 - вода, 2 - осадочный слой, 3 - переслаивание осадочных пород и базальтов, 4 - базальты и кристаллические ультраосновные породы, 5 - гранито-метаморфический слой, 6 - гранулитово-базитовый слой, 7 - нормальная мантия, 8 - разуплотненная мантия

В нижней части верхнего слоя обнаруживается зона ослабленных пород, по составу и сейсмическим характеристикам мало чем отличающаяся от него. Причина ее возникновения - метаморфизм пород и их разуплотнение за счет

потери конституционной воды. Вполне вероятно, что породы гранулитово-базитового слоя - это все те же породы, но еще более высоко метаморфизированные.

Океанская кора характерна для Мирового океана. Она отличается от континентальной по мощности и составу. Мощность ее колеблется от 5 до 12 км, составляя в среднем 6-7 км. Сверху вниз в океанской коре выделяются три слоя: верхний слой рыхлых морских осадочных пород до 1 км мощностью; средний, представленный переслаиванием базальтов, карбонатных и кремнистых пород, мощностью 1-3 км; нижний, сложенный основными породами типа габбро, часто измененными метаморфизмом до амфиболитов, и ультраосновными амфиболитами, мощность 3,5-5 км. Первые два слоя пройдены буровыми скважинами, третий охарактеризован материалом драгирования.

Субокеанская кора развита под глубоководными котловинами окраинных и внутренних морей (Черное, Средиземное, Охотское и др.), а также обнаружена в некоторых глубоких впадинах на суше (центральная часть Прикаспийской впадины). Мощность субокеанской коры 10-25 км, причем увеличена она преимущественно за счет осадочного слоя, залегающего непосредственно на нижнем слое океанской коры.

Субконтинентальная кора характерна для островных дуг (Алеутской, Курильской, Южно-Антильской и др.) и окраин материков. По строению она близка к континентальной коре, но имеет меньшую мощность - 20-30 км. Особенностью субконтинентальной коры является нечеткая граница между слоями консолидированных пород.

Таким образом, различные типы земной коры отчетливо разделяют Землю на океанические и континентальные блоки. Высокое положение континентов объясняется более мощной и менее плотной земной корой, а погруженное положение ложа океанов - корой более тонкой, но более плотной и тяжелой. Область шельфа подстилается континентальной корой и является подводным окончанием материков.

Структурные элементы коры. Помимо деления на такие планетарные структурные элементы как океаны и континенты, земная кора (и литосфера) обнаруживает регионы сейсмичные (тектонически активные) и асейсмичные (спокойные). Спокойными являются внутренние области континентов и ложа

океанов - континентальные и океанические платформы. Между платформами располагаются узкие сейсмичные зоны, которые маркируются вулканизмом, землетрясениями, тектоническими подвижками. Эти зоны соответствуют срединно-океаническим хребтам и сочленениям островных дуг или окраинных горных хребтов и глубоководных желобов на периферии океана.

В океанах различают следующие структурные элементы:

- срединно-океанические хребты - подвижные пояса с осевыми рифтами типа грабенов;
- океанические платформы - спокойные области абиссальных котловин с осложняющими их поднятиями.

На континентах основными структурными элементами являются:

- горные сооружения (орогены¹¹), которые, подобно срединно-океаническим хребтам, могут обнаруживать тектоническую активность;
- платформы - в основном спокойные в тектоническом отношении обширные территории с мощным чехлом осадочных горных пород (рис. III.3, б).

Горные сооружения имеют сложное внутреннее строение и историю геологического развития. Среди них выделяются *орогены, сложенные молодыми допалеогеновыми морскими отложениями* (Карпаты, Кавказ, Памир), и более древние, сформированные из раннемезозойских, палеозойских и докембрийских пород, испытавших складкообразовательные движения. Эти древние хребты были денудированы, нередко до основания, а в новейшее время испытали вторичное поднятие. Это *возрожденные горы* (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, хребты Прибайкалья и Забайкалья).

Горные сооружения разделяются и окаймляются пониженными территориями - *межгорными прогибами и впадинами*, которые заполнены продуктами разрушения хребтов. Например, Большой Кавказ окаймлен Западно-Кубанским, Восточно-Кубанским и Терско-Каспийским передовыми прогибами, а от Малого Кавказа отделен Рионской и Куринской межгорными впадинами.

Но не все древние горные сооружения были вовлечены в повторное горообразование. Большая их часть после выравнивания медленно опускалась, была залита морем, и на реликты горных массивов наслоилась толща морских осадков. Так сформировались *платформы*. В геологическом строении

¹¹ От греческого "орос" - гора.

платформ всегда присутствуют два структурно-тектонических этажа: нижний, сложенный метаморфизированными остатками былых гор, являющий собой фундамент, и верхний, представленный осадочными горными породами (рис. III.7).

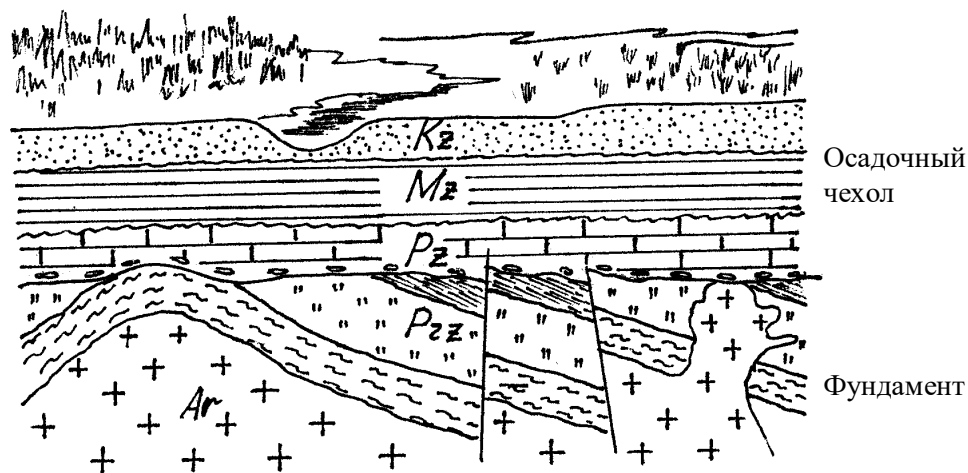


Рис. III.7. Строение платформы

Платформы с докембрийским фундаментом считаются древними, а с палеозойским и раннемезозойским - молодыми. Молодые платформы располагаются между древними или окаймляют их. Например, между древними Восточно-Европейской и Сибирской находится молодая Западно-Сибирская платформа, а на южной и юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы начинаются молодые Скифская и Туранская платформы. В пределах платформ выделяются крупные структуры антиклинального и синклинального профиля, именуемые *антеклизами* и *синеклизами* (рис. III.4).

Итак, платформы - это древние денудированные орогены, не затронутые более поздними (молодыми) горообразовательными движениями.

В противовес спокойным платформенным регионам на Земле имеются тектонически активные *геосинклинальные области*. Геосинклинальный процесс можно сравнить с работой огромного глубинного котла, где из ультраосновной и основной магмы и материала литосферы "варится" новая легкая континентальная кора, которая, всплывая, наращивает континенты в окраинных (Тихоокеанская) и спаивает их в межконтинентальных (Средиземноморская) геосинклиналях. Этот процесс завершается формированием складчатых горных

сооружений, в сводовой части которых еще долгое время могут работать вулканы. Со временем рост гор прекращается, вулканизм затухает, земная кора вступает в новый цикл своего развития: начинается выравнивание горного сооружения.

Таким образом, там, где сейчас располагаются горные цепи, раньше были геосинклинали. Крупные структуры антиклинального и синклинального профиля в геосинклинальных регионах называются *антиклинориями* и *синклинориями* (рис. III.4).

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Основная литература				
	Авторы,	Заглавие	Издательство,	Колич
Л1.1	Попова О. Б.	ЭБС Руконт. Введение в географию : учеб.-метод. пособие	Оренбург: ОГУ, 2012.- 109 с.	40
Л1.2	Дубцова М. М.	ЭБС Руконт. География для экологов : учеб. пособие	Чита : ЗабГГПУ, 2011. —295 с.	40
Л1.3	Тархов С. А.	ЭБС Руконт. География: учебник	М.: Советский спорт, 2008 . 344 с.	40
Л1.4	Т.А. Девятова, Л.А. Яблонских,	ЭБС Руконт. Биогеография и почвоведение	Воронеж : ВГУ, 2010. — 94 с.	40
Л1.5	Барановский А.В	География Рязанской области	Рязань: СТИ, 2012.- 110 с.	10
Л1.6	Королёва Л. В.	ЭБС Руконт. География: сб. практ. и тестовых заданий	Химки : РМАТ, 2010.- 112 с.	40
Дополнительная литература				
Л2.1	Гусева О.А.	ЭБС Руконт. Основы ландшафтоведения: учеб пособие	Ярославль: ЯрГУ, 2005 .160 с.	40
Л2.2	Н. П. Евстратов, С. В. Егорова,	ЭБС Руконт. Ландшафтоведение: курс лекций	Брянск: БГИТА, 2011.- 108 с.	40
Л2.3.	Нуждин Б. В.	ЭБС Руконт. География Ярославской области : учеб. пособие	Ярославль: ЯрГУ, 2008 . 120 с.	40

Подписано в печать 21.05.19.
Электронное издание.

Издательство Современного технического университета
390048, г. Рязань, ул. Новоселов, 35А.
(4912) 300630, 30 08 30