



ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Происхождение Вселенной, Солнечной системы, Земли

Строение и состав Земли

Форма Земли.

Диаметр Земли 12756 км; масса $5,98 \cdot 10^{24}$ кг; плотность 5510 кг/м^3 ; период вращения 23 ч 56 м 4,1 с; период обращения 365,26 суток; эксцентриситет орбиты 0,017; площадь поверхности – 510 млн. км^2 ; объем – $1,083 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$.

И.Ньютон первым показал, что форма Земли более сложная, чем шар, и доказал, что главным фактором в создании формы Земли является ее вращение и, вызванная этим центробежная сила. Земля – это трехосный эллипсоид или сфероид, чем определяется воображаемая форма Земли (рис. 2.1).



Поверхность рельефа, сфероид и геоид

Реальная форма Земли лучше описывается фигурой *геоида* (землеподобная) – эквипотенциальной поверхностью невозмущенного океана, продолженной и на континенты. Сила тяжести в каждой точке поверхности геоида направлена перпендикулярно к ней. Аномалии геоида обусловлены неравномерным распределением масс с различной плотностью внутри Земли.

Внутреннее строение Земли.

Внутреннее строение Земли стало известно благодаря Сейсмологическому методу.

Сейсмологический метод находится в ряду других геофизических методов, но для целей познания глубин Земли он один из самых важных. Волна - распространение некоторой деформации в упругой среде, т.е. изменение объема или формы вещества. Сейсмические волны возникают в Земле от землетрясений, ядерных и крупных промышленных взрывов, которые пронизывают всю Землю, преломляясь и отражаясь на разных границах смены состояния вещества.

Выделяют два типа сейсмических волн: объемные и поверхностные.

Объемные волны бывают продольными и поперечными.

Продольные волны — это волны сжатия, распространяющиеся в направлении движения волны. Они обозначаются латинской буквой “Р” (primary - первичный, англ.), т.к. у них скорость распространения выше других волн, и они первыми приходят на сейсмоприемники. Волна Р изменяет форму тела.

Поперечная волна, обозначаемая буквой S (secondary - вторичный, англ.), это волна сдвига, при которой и деформации в веществе происходят поперек направления движения волны. Волна S изменяет только форму тела и она, как менее скоростная, приходит на сейсмоприемник позднее волны Р.

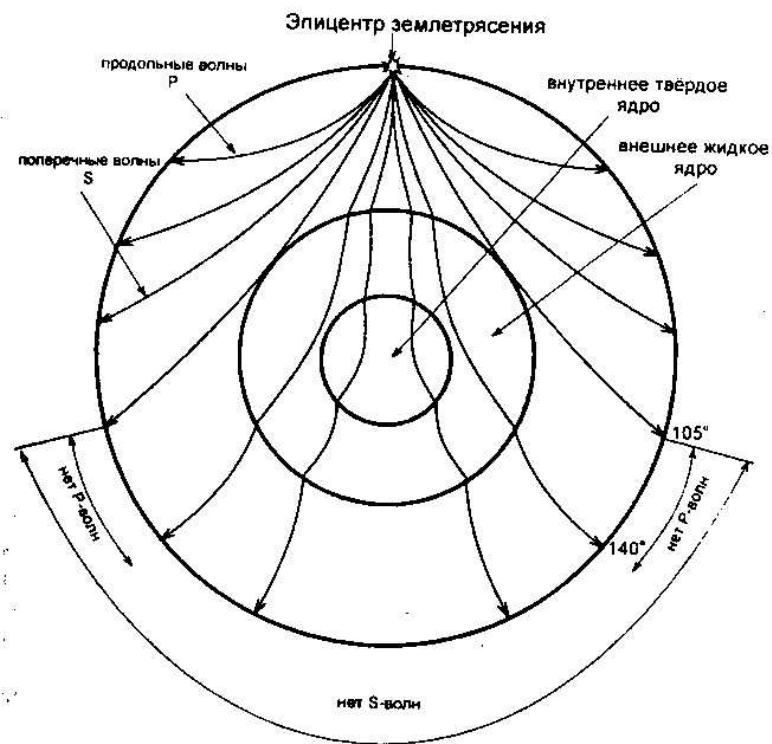
Поверхностные волны, как следует из названия, распространяются в поверхностном слое земной коры. Различают волны Лява и Рэлея. В первых из них

колебания осуществляются только в горизонтальной плоскости поперек направления движения волны. Волны Рэлея подобны волнам на воде, в них частицы вещества совершают круговые движения

Проследим путь объемной волны от очага землетрясения или взрыва. При встрече с каким либо слоем, отличающимся рядом признаков от вышележащего, волна отражается и достигает сейсмографа на станции. Также волна может преломляться на границе слоев, увеличивая или уменьшая свою скорость в зависимости от плотности слоя.

Когда происходит сильное землетрясение, сейсмические волны распространяются во все стороны, пронизывая земной шар во всех направлениях. Расставленные по всему миру сейсмические станции принимают сигналы от волн разного типа, преломленных и отраженных. Проходя через слои пород разного состава и плотности, они изменяют свою скорость, а, регистрируя

эти изменения внутри земного шара можно выделить главные границы или поверхности раздела.



Происхождение продольных (P) и поперечных (S) волн через Землю. Поперечные волны не проходят через жидкое внешнее ядро, а у продольных есть «зона тени» в 35 градусов, так как в жидком ядре волны преломляются

По современным данным внутренняя структура Земли выглядит следующим образом.

Земная кора ограничивается снизу очень четкой поверхностью скачка скоростей волн P и S, названная в честь геофизика А. Мохоровичича.

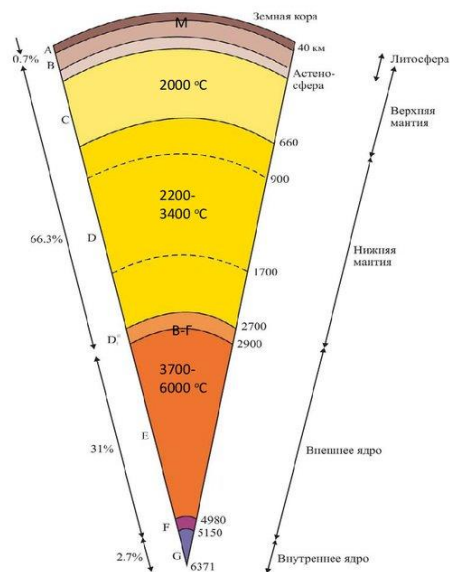
Вторая глобальная сейсмическая граница раздела (граница Гутенберга) находится на глубине 2900 км. Эта поверхность отделяет мантию Земли от ядра. Примечательно, что ниже этой границы волны P резко замедляются, теряя 40% своей скорости, а волны S исчезают, не проходя ниже. Это свидетельствует тому, что вещество, слагающее внешнюю часть ядра, должно обладать свойствами жидкости.

На глубине 5120 км снова происходит скачкообразное увеличение скорости волн P, а путем применения особого метода показано, что там появляются и волны S, т.е. эта часть ядра - твердая.

Таким образом, внутри Земли устанавливается 3 глобальные сейсмические границы, разделяющие земную кору и мантию (граница М), мантию и внешнее ядро (граница Гутенберга), внешнее и внутреннее ядро.

Однако, на самом деле границ, на которых происходит скачкообразное изменение скорости волн Р и S больше и сами границы характеризуются некоторой переходной областью. В последние годы была установлена еще одна глобальная сейсмическая граница на глубине 670 км, отделяющая верхнюю мантию от нижней.

Внутреннее строение земли



Н.В. Короновский.
Общая геология

Ниже поверхности М, скорости сейсмических волн увеличиваются, но на некотором уровне, различном по

глубине под океанами и материками, вновь уменьшаются, хотя и незначительно, причем скорость поперечных волн уменьшается больше. Этот слой получил название астеносфера.

Астеносферный слой расположен ближе всего к поверхности под океанами, от 10- 20 км до 80-200 км, и глубже, от 80 до 400 км под континентами. По астеносфере могут перемещаться вышележащие слои мантии и коры.

Земная кора и часть верхней мантии над астеносферой носит название литосфера (“литос” - камень, греч.). Литосфера холодная, поэтому она жесткая и может вы Плотность Земли - это важный параметр, который косвенно помогает оценить сейсмические границы раздела внутри Земного шара. Известно, что средняя плотность горных пород на поверхности равна 2,7-2,8 кг/м³. В тоже время средняя плотность Земли 5,51 кг/м³. Плотность возрастает с глубиной скачкообразно. Верхи мантии, сразу под границей М характеризуются

плотностью уже в 3,3-3,4 кг/м³. Особенно сильный скачок плотности от 5,5 кг/м³ в низах мантии до 10-11,5 кг/м³ во внешнем ядре, совпадает с границей Гутенберга, при этом внешнее ядро обладает свойствами жидкости. Величина плотности во внутреннем ядре остается предметом догадок, но должна быть от 12,5 до 14,0 кг/м³ держать большие нагрузки.

Таким образом, изменение и нарастание плотности в целом совпадает с главными сейсмическими разделами в Земле. Заметим, что доля коры в общем объеме Земли равна 1,5%, мантии -82,3%, а ядра -16,2%. Отсюда ясно, что средняя плотность в 5,5 кг/м³ должна обеспечиваться умеренно плотной мантией и очень плотным ядром, в котором находится 32% массы Земли (а по объему ~16%).

Ускорение силы тяжести, как известно, на уровне океана, на широте 45° составляет 9,81 м/с² или 981 гала, а в центре Земли равняется 0. У границы мантии и ядра величина ускорения силы тяжести достигает максимального значения в 10,37 м/с² и с этого уровня

начинает быстро падать, получая значение на границе внешнего и внутреннего ядра в 4,52 м/с². Земля обладает внешним гравитационным полем, отражающим распределение в ней масс. Величина силы тяжести зависит от расстояния до центра Земли и от плотности пород.

Определение химического и минерального состава геосфер Земли представляет собой очень сложную задачу, которая во многом может быть решена лишь весьма приблизительно, основываясь на косвенных данных. Прямые определения возможны только в пределах земной коры, горные породы которой неоднородны по своему составу и сильно различаются в разных местах.

Верхний слой континентальной коры состоит из гранитов и метаморфических пород, которые обнажаются на кристаллических щитах древних платформ. Нижний слой коры практически нигде не вскрыт, но в его составе должны преобладать основные породы – базиты, как магматические, так и метаморфические.

Горные породы, слагающие континентальную кору, несмотря на свое разнообразие, представлены несколькими главными типами. Среди осадочных пород преобладают песчаники и глинистые сланцы (до 80%), среди метаморфических – гнейсы и кристаллические сланцы, а среди магматических – граниты и базальты. Следует подчеркнуть, что средние составы песчаников и глинистых сланцев близки к средним составам гранитов и базальтов, что свидетельствует о происхождении первых за счет выветривания и разрушения вторых.

В океанической коре по массе абсолютно преобладают базальты (около 98%), в то время как осадочные породы самого верхнего слоя имеют очень небольшую мощность. Самыми распространенными минералами земной коры являются полевые шпаты, кварц, слюды, глинистые минералы, образовавшиеся за счет выветривания полевых шпатов. Подчиненное значение имеют пироксены и роговые обманки.

Состав верхней и нижней мантии может быть определен только предположительно, основываясь на геофизических и экспериментальных данных. Верхняя мантия, ниже границы Мохоровичича с наибольшей долей вероятности сложена ультраосновными породами, обогащенными Fe и Mg, но в тоже время бедными кремнеземами. Не исключено, что среди пород верхней мантии много эклогитов, которые образуются при высоких давлениях, о чем свидетельствует появление в них минерала граната, устойчивого при том давлении, которое существует в верхней мантии.

Основными минералами вещества верхней мантии являются оливин и пироксены. По мере увеличения глубины, твердое вещество мантии скачкообразно, претерпевает структурные преобразования, сменяясь все более плотными модификациями минералов и при этом не происходит изменение химического состава вещества

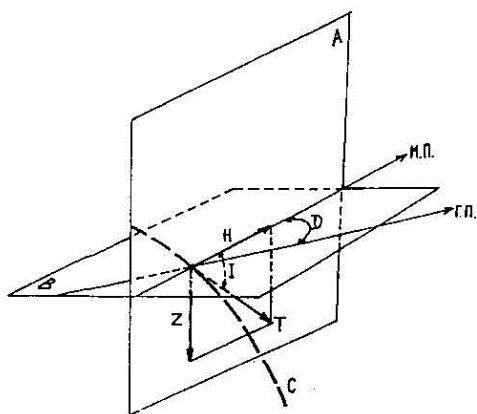
Ядро наиболее вероятно сложено из вещества, состоящего из Fe с 10% Ni и некоторой примеси серы во

внешнем ядре, которая образует с железом минерал троилит. Именно эта легкоплавкая эвтектическая смесь обеспечивает стабильность жидкого внешнего ядра, выше которого находится твердая силикатная мантия.

Таким образом, Земля оказывается расслоенной на металлическое ядро и твердую силикатную мантию и кору, что обуславливается различной плотностью и температурой плавления.

Магнитное поле Земли.

Магнитное поле современной Земли характеризуется: склонением D , наклонением I и напряженностью H , измеряемую в теслах.



Основные компоненты магнитного поля Земли. М.П. – направление на магнитный полюс; Г.П. – направление на географический полюс. А – вертикальная плоскость; В – поверхность Земли на ограниченном участке; С – магнитная силовая линия. Составляющие полного вектора T магнитного поля: H – горизонтальная; Z – вертикальная; I – магнитное наклонение; D – магнитное склонение

Напряженность современного магнитного поля составляет около 0,5 эрстед или 0,1 а/м, и считается, что в геологическом прошлом величина напряженности могла колебаться, но максимум на порядок.

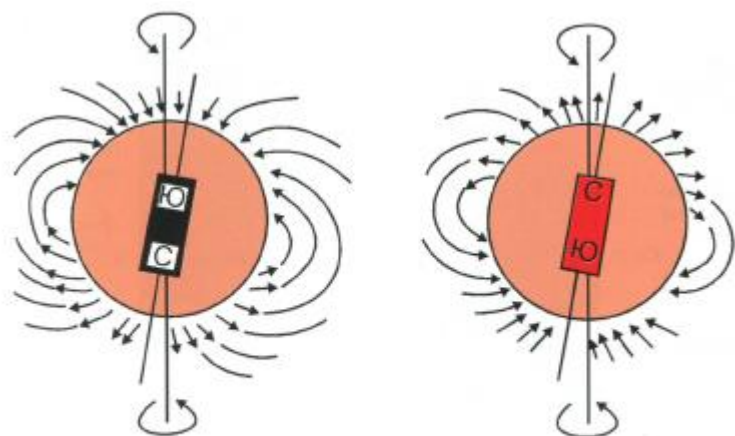
Магнитная стрелка в геомагнитном поле ориентируется параллельно его силовым линиям. Концы стрелки указывают на северный и южный магнитные полюса Земли, которые не совпадают с географическими полюсами. Угол между направлением северного конца стрелки и направлением на географический полюс называют магнитным склонением. Склонение считается восточным (положительным), если стрелка компаса отклоняется к востоку от направления на географический полюс, и западным (отрицательным) — если отклонение на запад.

Магнитная стрелка располагается под углом к поверхности Земли. Угол, который образует стрелка компаса с горизонтальной плоскостью получил название магнитного наклона. Если северный конец стрелки ориентирован внутрь Земли, то наклонение считают положительным. Для северного полушария оно положительно, для южного — отрицательно. Точки, в которых магнитное наклонение равно 90° , называют магнитными полюсами.

Магнитные свойства горных пород определяются содержанием и ориентировкой в них минеральных зерен с различными магнитными характеристиками. Все вещества по магнитной восприимчивости подразделяются на: 1) диамагнитные; 2) парамагнитные и 3) ферромагнитные. Первые характеризуются тем, что их атомы не имеют постоянных магнитных моментов и общий магнитный момент атома диамагнетика равен нулю. Атомы вторых уже обладают собственными магнитными моментами, а ферромагнетики характеризуются упорядоченным (параллельным)

расположением магнитных моментов в атомах и высокой самостоятельной намагниченностью. Для ферромагнетиков существует уровень температуры, т.н. точка Кюри, выше которой упорядочение магнитных моментов не сохраняется, поэтому лавы вулканов обретают намагниченность только после их остывания ниже точки Кюри. Ферромагнетики в горных породах являются носителями магнитных свойств. Учитывая, что зерна ферромагнитных минералов составляют в горных породах незначительный процент, то и намагниченность последних очень слабая.

Инверсии магнитного поля — это смена знака осесимметричного диполя (рис. 2.4.2). Наличие противоположно намагниченных горных пород является следствием не каких-то необычных условий в момент ее образования, а результатом инверсии магнитного поля в данный момент.



Инверсия магнитного поля Земли. Как причины, так и длительность инверсии неизвестны, но этот процесс происходил сотни раз в истории Земли.

Тепловое поле Земли.

Температура поверхностной части земной коры почти полностью зависит от солнечного излучения, но суточные и сезонные колебания температуры не проникают глубже первых десятков - сотен метров.



Глубинные источники тепла.

Наиболее важными процессами, генерирующими тепло в недрах нашей планеты, являются: 1) процесс гравитационной (плотностной) дифференциации, благодаря которому Земля оказалась разделенной на несколько оболочек. 2) Распад радиоактивных элементов. 3) Приливное взаимодействие Земли и Луны. Значение остальных источников настолько мало, что ими можно пренебречь.

Что касается плотностной дифференциации вещества Земли, то наиболее существенную роль играет формирование земного ядра, составляющего $1/3$ массы планеты, как наиболее плотной части Земли. Значение выделившейся энергии при этом процессе оценивается различными авторами в $1,45 - 4,60 \cdot 10^{31}$ Дж и значительная часть этой энергии выделилась за период $2 - 3 \cdot 10^9$ лет, т.е. в начальные этапы формирования Земли. Источник тепла, связанный с гравитационной или плотностной дифференциацией вещества внутри Земли, функционирует и сейчас, однако, трудно оценить его вклад в общий энергетический баланс, но большинство исследователей склоняется к предположению, что количества тепла от этого источника превышает тепло, выделившееся в процессе распада радиоактивных элементов.

Еще один источник тепла, который вносит свой вклад в общий тепловой поток - это твердые приливы, связанные, главным образом с влиянием на Землю ее спутника - Луны. Притяжение Луны вызывает на Земле

приливные вздутия, перемещающиеся по поверхности Земли и при этом кинетическая энергия переходит в тепловую. Хотя вклад твердых приливов в общий тепловой баланс сейчас не превышает первых процентов, в прошлом, когда расстояние между Луной и Землей было гораздо меньшим, он мог быть значительным.

Важное значение в энергетическом балансе Земли придается теплу, выделяющемуся при распаде радиоактивных элементов. Очевидно, что тепло, связанное с этими факторами, выделялось неравномерно на протяжении истории Земли.

Интенсивность выделения тепла каждым из рассмотренных источников не оставалась постоянным и изменялась во времени. Земля, как тепловая машина, будет работать еще сотни миллионов лет и ей не грозит "тепловая смерть" даже в отдаленном будущем, т.к. величина суммарных теплопотерь Земли намного ниже, чем общая теплогенерация за всю ее историю.

Глубинное тепловое поле.

Не глубоко под земной поверхностью находится слой среднегодовых постоянных температур. Глубже температура начинает увеличиваться, однако скорость возрастания температуры с глубиной в разных местах земного шара неодинакова. Увеличение температуры при погружении на 1 м характеризует величину геотермического градиента. Ввиду того, что увеличение температуры на таком расстоянии обычно не превышает тысячных долей градуса, геотермический градиент измеряют в градусах на 100 м.

Величиной, обратной геотермическому градиенту является геотермическая ступень, т.е. глубина, при погружении на которую температура увеличивается на 1 градус С.

Температура увеличивается с глубиной неравномерно и в разных районах может различаться более чем в 20 раз. Это связано как с различной теплопроводностью пород, так и с количеством тепла, которое поступает из недр Земли.

Строение земной коры.

Минералы

Все вещество земной коры и мантии Земли состоит из минералов, которые разнообразны по форме, строению, составу, распространенности и свойствам. Все горные породы состоят из минералов или продуктов их разрушения.

Минералами называются твердые продукты, образовавшиеся в результате природных физико-химических реакций, происходящих в литосфере, обладающих определенными химическим составом, кристаллической структурой, имеющих поверхности раздела.

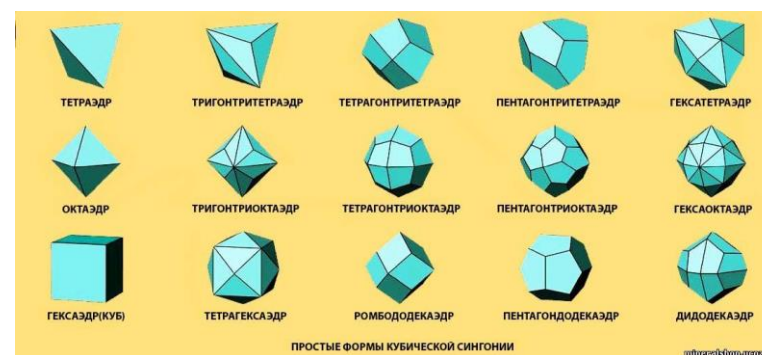
В настоящее время выделено более 3000 минеральных видов и почти столько же их разновидностей. Распространенность минералов в земной коре определяется распространенностью химических элементов. Наиболее распространены в земной коре 8

химических элементов в весовых процентах, составляющих в сумме 98%.

Элемент	Символ	Ионы	%
Кислород	O	O ²⁻	46,50
Кремний	Si	Si ⁴⁺	25,70
Алюминий	Al	Al ³⁺	7,65
Железо	Fe	Fe ²⁺ , Fe ³⁺	6,24
Кальций	Ca	Ca ²⁺	5,79
Магний	Mg	Mg ²⁺	3,23
Натрий	Na	Na ¹⁺	1,81
Калий	K	K ¹⁺	1,34

Минерал в виде кристалла – это твердые вещества, в котором атомы или молекулы расположены в строго заданном геометрическом порядке. Элементарной ячейкой называется самая маленькая часть кристалла, которая повторяется многократно в 3-х мерном пространстве. Формы природных кристаллов-минералов чрезвычайно разнообразны. Все известные группы

кристаллографической симметрии подразделяются на семь систем или сингоний (в порядке понижения симметрии): 1) кубическая (элементарная ячейка – куб); 2) гексагональная (шестигранная призма); 3) тригональная (ромбоэдр); 4) тетрагональная (тетрагональная призма); 5) ромбическая (прямоугольный параллелепипед); 6) моноклинная (параллелепипед с одним углом между гранями, отличающимся от прямого); 7) триклинная (косугольный параллелепипед).



Все минералы обладают кристаллической структурой – упорядоченным расположением атомов, что называется кристаллической решеткой. Атомы или ионы удерживаются в узлах кристаллической решетки силами различных типов химических связей: 1)

ионной; 2) ковалентной; 3) металлической; 4) ван-дер-ваальсовой (остаточной); 5) водородной. Бывает, что минерал обладает несколькими типами связи. Тогда образуются компактные группы атомов, между которыми осуществляется более сильная связь. Одно и то же сочетание химических элементов может кристаллизоваться в различные структуры и образовывать разные минералы. Это явление называется полиморфизмом (полиморфизм – греч., многообразный). Например, модификации С (алмаз, графит); калиевого полевого шпата (ортоклаз, микроклин); а также FeS₂ (пирит, марказит); CaCO₃ (кальцит, арагонит); кварца и др.

Важную роль в составе минералов играет вода и гидроксильные группы, в зависимости от положения которых в кристаллической структуре различают воду: 1) конституционную; 2) кристаллизационную и 3) адсорбционную. 1-ая связана со структурой минералов теснее всего и входит в состав многих силикатов, окислов и кислородных солей в виде OH-. 2-ая - занимает крупные

полости в структуре алюмосиликатов и при нагревании постепенно отделяется. 3-ий тип воды отделяется от минералов при нагревании до 110 градусов С и является самой распространенной разновидностью.

Минералы чаще всего образуют сростания или агрегаты, в каждом из которых отдельные минералы характеризуются внешним обликом – размером и формой выделения. Если минерал хорошо огранен он называется идиоморфным, а если обладает направленными очертаниями – ксеноморфным.

По своему происхождению минералы подразделяются на эндогенные (эндо – греч., внутри), связанные с земной корой и мантией и экзогенными (экзо – греч., снаружи), образующиеся на поверхности земной коры.

Современная систематика минералов.

Хотя минералов известно более 3000, не более чем 50 из них называются главными породообразующими, имеющими наибольшее распространение в земной коре.

Остальные минералы присутствуют лишь в виде примесей и называются акцессорными (акцессориус – лат., дополнительный). Среди минералов на основе структурных и химических признаков выделяется несколько основных классов (по А.А.Ульянову, 2000).

1. Самородные элементы и интерметаллические соединения. В настоящее время известно около 30 элементов с самородным состоянием, подразделяющиеся на металлы (золото, платина, серебро, медь); полуметаллы (мышьяк, сурьма); неметаллы (сера, графит, алмаз).

2. Сульфиды и их аналоги. Шире всего развиты сернистые соединения – сульфиды, образующиеся из гидротермальных растворов: пирит FeS_2 ; халькопирит CuFeS_2 ; галенит PbS ; сфалерит ZnS .

3. Галогениды представлены более, чем 100 минералами – солями галогеноводородных кислот: HF , HCl , HBr , HI . Шире всего распространены хлориды Na , K и Mg : галит NaCl ; сильвин KCl ; карналит $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; фториды Ca , Na и Al , например, флюорит CaF_2 .

4. Оксиды и гидрооксиды широко распространены и насчитывают около 200

минералов оксидов и гидрооксидов металлов и реже – полуметаллов, составляющих по

массе 5% литосферы. Особенно развит свободный кремнезем SiO_2 – кварц и его многочисленные разновидности, опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и другие, всегда тесно связанные с силикатами.

В класс оксидов попадают важные рудные минералы: гематит Fe_2O_3 , магнетит $\text{Fe}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$, пиролюзит MnO_2 , касситерит SnO_2 , рутил TiO_2 , хромит FeCr_2O_4 , ильменит FeTiO_3 , уранинит UO_2 , а из гидрооксидов – брусит $\text{Mg}(\text{OH})_2$, гётит HFeO_2 , гидрогётит $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, гиббсит $\text{Al}(\text{OH})_3$.

5. Карбонаты. Содержание минералов класса карбонатов составляет в земной коре 1,5% по массе. К карбонатам относятся: кальцит CaCO_3 , доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, сидерит FeCO_3 , магнезит MgCO_3 . Карбонат

меди представлен малахитом $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$; карбонат натрия - содой $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

6. Сульфаты, хроматы, молибдаты и вольфраматы.

Сульфаты – это соли серной кислоты (H_2SO_4), входящие в состав 300 минералов и составляющие 0,1% по весу в земной коре. Среди сульфатов шире всего распространены гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4 , барит BaSO_4 , мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, целестин SrSO_4 , алунит $(\text{K}, \text{Na}) \text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$.

Хроматы представляют собой соли ортохромовой кислоты (H_2CrO_4) и встречаются очень редко, например, в крокоите PbCrO_4 .

Молибдаты – это соли молибденовой кислоты (H_2MoO_4), образующиеся на поверхности, в зонах окисления рудных месторождений – вульфенит PbMoO_4 .

Вольфраматы – соли, соответственно, вольфрамовой кислоты (H_2WO_4) и к промышленно

важным минералам относятся вольфрамит $(\text{F}, \text{Mn}) \text{WO}_4$ и шеелит CaWO_4 .

7. Фосфаты, арсенаты и ванадаты. Все эти минералы принадлежат солям ортофосфорной (H_3PO_4), мышьяковой (H_3AsO_3) и ванадиевой (H_3VO_3) кислот. Хотя их распространенность в литосфере невелика – 0,7% по массе, всего этих минеральных видов насчитывается более 450. Наиболее характерным и устойчивым минералом фосфатов является апатит $\text{Ca}_5(\text{Fe}, \text{Cl}, \text{OH})(\text{PO}_4)_3$, а также монацит $\text{Ce}(\text{PO}_4)$. К ванадатам

относятся урановые слюдки, например тююмунит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2 \cdot 2\text{VO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, а к арсенатам редкий минерал миметезит $\text{Pb}_5(\text{AsO}_4)_3\text{Cl}$. В большинстве случаев все эти минералы образуются в близповерхностных условиях, вследствие разложения органических остатков (фосфаты), окисления мышьяковых соединений (арсенаты) и рассеянного в осадочных породах ванадия (ванадаты). Только апатит связан с магматическими и метаморфическими породами.

8. Силикаты Класс силикатов содержит наиболее распространенные породообразующие минералы, которые составляют 90% литосферы. Самым важным элементом класса силикатов является четырехвалентный кремний, находящийся в окружении 4-х атомов кислорода, расположенных в вершинах тетраэдра (тетра – греч., четыре, гедра – грань).

Горные породы

Горные породы представляют собой естественные минеральные агрегаты, формирующиеся в литосфере или на поверхности Земли в ходе различных геологических процессов. Основную массу горных пород составляют породообразующие минералы, состав и строение которых отражают условия образования пород. Кроме этих минералов в породах могут присутствовать и другие, более редкие (акцессорные) минералы, состав и количество которых в породах непостоянны.

В основу классификации горных пород положен генетический признак. По происхождению выделяют: 1)

магматические, или изверженные, горные породы, связанные с застыванием в различных условиях силикатного расплава - магмы и лавы; 2) осадочные горные породы, образующиеся на поверхности в результате деятельности различных экзогенных факторов; 3) метаморфические горные породы, возникающие при переработке магматических, осадочных, а также ранее образованных метаморфических пород в глубинных условиях при воздействии высоких температур и давлений, а также различных жидких и газообразных веществ (флюидов), поднимающихся с глубины.

Магматические горные породы наряду с метаморфическими составляют основную массу земной коры, однако на современной поверхности материков области их распространения сравнительно невелики. В земной коре они образуют тела разнообразной формы и размеров, состав и строение которых зависят от химического состава исходной магмы и условий ее застывания. В основе классификации магматических

горных пород лежит их химический состав. Учитывается прежде всего содержание оксида кремния, по которому магматические породы делятся на четыре группы: ультраосновные породы, содержащие менее 45 % SiO_2 , основные - 45-52%, средние - 52-65% и кислые - более 65%.



В зависимости от условий, в которых происходило застывание магмы, магматические породы делятся на ряд групп: породы интрузивные, образовавшиеся при

застывании магмы на глубине, и породы эффузивные, связанные с охлаждением магмы, излившейся на поверхность, т.е. лавы.

Ультраосновные породы (гипербазиты, или ультрамафиты) в строении земной коры играют незначительную роль. Все ультраосновные породы обладают большой плотностью (3,0-3,4), обусловленной их минеральным составом.

Основные породы широко распространены в земной коре, особенно их эффузивные разновидности (базальты).

Габбро - глубинные интрузивные породы с полнокристаллической средне-и крупнозернистой структурой.

Базальты - черные или темно-серые вулканические породы. Базальты залегают в виде лавовых потоков и покровов, нередко достигающих значительной мощности и покрывающих большие пространства (десятки тысяч км²) как на континентах, так и на дне океанов.

Средние породы характеризуются большим содержанием светлых минералов, чем цветных, из которых наиболее типична роговая обманка. Такое соотношение минералов определяет общую светлую окраску породы, на фоне которой выделяются темно-окрашенные минералы.

Диориты - глубинные интрузивные породы, обладающие полнокристаллической структурой. Излившимися аналогами диоритов являются широко распространённые андезиты, обладающие обычно порфировой структурой.

Для всех кислых пород характерно наличие кварца. Кроме того, в значительных количествах присутствуют полевые шпаты - калиевые и кислые плагиоклазы.

Граниты - глубинные интрузивные породы, обладающие полнокристаллической, обычно среднезернистой, реже крупно- и мелкозернистой структурой. Породообразующие минералы - кварц (около 25-35%), калиевые полевые шпаты (35-40%) и кислые

плагиоклазы (около 20-25%), из цветных минералов - биотит, в некоторых разностях частично замещающийся мусковитом. Излившимися аналогом гранитов являются риолиты, аналогами гранодиоритов - дациты.

Осадочные горные породы тонким чехлом покрывают около 75 % поверхности континентов. Многие из них являются полезными ископаемыми, другие - содержат таковые.



Среди осадочных пород выделяются три группы:

1) обломочные породы, возникающие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков; 2) глинистые породы, являющиеся продуктом преимущественно химического разрушения пород и накопления возникших при этом глинистых минералов; 3) химические (хемогенные) и органогенные породы, образовавшиеся в результате химических и биологических процессов. Обломочные породы по размерам обломков подразделяются на несколько типов.

Грубообломочные породы. В зависимости от формы и размеров обломков среди пород этого гранулометрического типа выделяются следующие: глыбы и валуны - соответственно угловатые и окатанные обломки размером свыше 200 мм в поперечнике; щебень и галька - при размерах обломков от 200 до 10 мм; дресва и гравий - при размерах обломков от 10 до 2 мм.

К среднеобломочным породам относятся распространенные в земной коре пески и песчаники.

Первые представляют собой скопление несцементированных окатанных обломков песчаной размерности, вторые - таких- же, но сцементированных.

Мелкообломочные породы. Рыхлые скопления мелких частиц размерами от 0,05 до 0,005 мм называют алевритами. Одним из широко распространенных представителей алевритов является лесс - светлая палево-желтая порода, состоящая преимущественно из остроугольных обломков кварца и меньше - полевых шпатов с примесью глинистых частиц и извести.

Глинистые породы. Наиболее распространенными осадочными породами являются глинистые, на долю которых приходится больше 50 % объема всех осадочных пород. Глинистые породы в основном состоят из мельчайших (меньше 0,02 мм) кристаллических (реже аморфных) зерен глинистых минералов.

Химические и органогенные породы образуются преимущественно в водных бассейнах.

На долю карбонатных пород в осадочной оболочке Земли приходится около 14 %. Главный породообразующий минерал этих пород - кальцит, в меньшей степени - доломит. Соответственно, наиболее распространенными среди карбонатных пород являются известняки - мономинеральные породы, состоящие из кальцита.

Кремнистые породы состоят главным образом, из опала и халцедона. Так же, как карбонатные, они могут иметь биогенное, химическое и смешанное происхождение.

К биогенным породам относятся диатомиты и радиоляриты, состоящие из мельчайших, не различимых невооруженным глазом скелетных остатков диатомовых водорослей и радиолярий, скрепленных опаловым цементом.

Каустобиолиты (греч. "каустос" - горючий, "биос" - жизнь) образуются из растительных и животных остатков, преобразованных под влиянием различных геологических факторов. Эти породы обладают горючими свойствами,

чем и обусловлено их важное практическое значение. К ним относятся породы ряда углей (торф, ископаемые угли), горючие сланцы.

Метаморфические горные породы - результат преобразования пород разного генезиса, приводящего к изменению первичной структуры, текстуры и минерального состава в соответствии с новой физико-химической обстановкой.



Главными факторами (агентами) метаморфизма являются эндогенное тепло, всестороннее (литостатическое) давление, химическое воздействие флюидов. Постепенность нарастания интенсивности факторов метаморфизма позволяет наблюдать все переходы от первично осадочных или магматических пород к образующимся по ним метаморфическим породам. Метаморфические породы обладают полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен, как правило, увеличиваются по мере роста температур метаморфизма.

Строение земной коры.

Земная кора вместе с частью верхней мантии до астеносферного слоя называется литосферой, а литосфера, вместе с астеносферой образует тектоносферу, верхнюю оболочку земного шара во многом ответственную за процессы, происходящие в земной коре. Строение земной коры, мощность которой изменяется практически от 0 до 70-75 км и повсеместно имеет четкую

нижнюю границу – поверхность Мохоровичича или «М», принципиально отличается на континентах и в океанах.

Океаническая кора обладает 3-х слойным строением (сверху вниз):

1-й слой представлен осадочными породами, в глубоководных котловинах не превышающей в мощности 1 км и до 15 км вблизи континентов.

2-й слой сложен, в основном, базальтовыми pillow (подушечными) лавами, с тонкими прослоями осадочных пород. В нижней части этого слоя располагается своеобразный комплекс параллельных даек базальтового состава, служившим подводными каналами для подушечных лав.

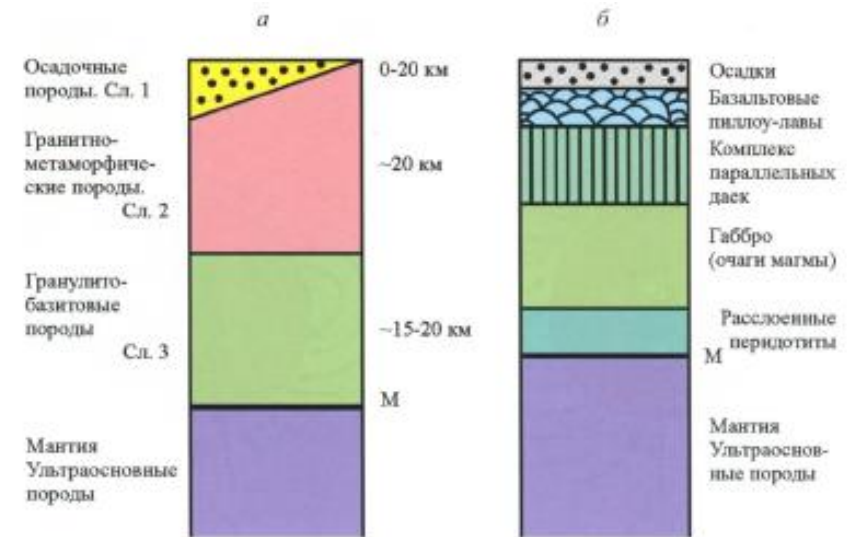
3-й слой представлен кристаллическими магматическими породами, главным образом, основного состава – габбро и реже ультраосновного, располагающимся в нижней части слоя, глубже которого располагается поверхность М и верхняя мантия.

Континентальная земная кора также имеет 3-х членное строение, но структура ее иная (сверху вниз):

1-й осадочно-вулканогенный слой обладает мощностью от 0 на щитах платформ до 25 км в глубоких впадинах,

2-й слой образован различными метаморфическими породами: кристаллическими сланцами и гнейсами, а также гранитными интрузиями. Мощность слоя изменяется от 15 до 30 км в различных структурах.

3-й слой, образующий нижнюю кору, сложен сильно метаморфизованными породами, в составе которых преобладают основные породы. Поэтому он называется гранулитно-базитовым. Частично он был вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной (12 км). Нижняя кора обладает изменчивой мощностью в 10-30. Граница раздела между 2-ым и 3-м слоем континентальной коры нечеткая, в связи с чем иногда в консолидированной части коры (ниже осадочного слоя) выделяют 3, а не 2 слоя.



Разрезы земной коры: а – континентальной; б – океанической, в которой отсутствует гранитно-метаморфический слой. М – поверхность Мохоровичича (или Мохо)