Министерство образования и науки РК
КГКП «Геологоразведочный колледж»

Базовый (опорный) конспект

по предмету:

«Кристаллография, минералогия и петрография»

для специальности:
0704000 – Геофизические методы поиска и разведки
месторождений полезных ископаемых

Подготовлен преподавателем
Гребенюковой Л.Н.
Рассмотрен на заседании ГР ПЦК
Протокол № 5
от «31» мая 20 12 г.
Председатель ПЦК
Москальцова М.С.

2012 г.

Базовые (опорные) конспекты составлен в соответствии с рабочим учебным планом, утвержденным в 2011 году, и рабочими учебными программами, утвержденными в 2009, 2010, 2011 годах.

Рекомендованы учебной частью для использования.

Зам. директора по УиПР _____ Бурмистров А.Б.

Общее количество часов на предмет.
В том числе по специальности:
0704000 III семестр – 80 часов

Количество обязательных контрольных работ:
По специальности 0704000 – в III семестре – 1

Итоговый контроль _____зачет_____
ОКР, зачет, экзамен

Тематический план и содержание дисциплины «Кристаллография, минералогия, петрография» для специальности 0704000 «Геофизические методы поиска и разведки месторождений полезных ископаемых».

№ пп	Наименование разделов и тем	Количество учебного времени при очной форме обучения (час)	
		Специалист среднего звена	
		Всего	В том числе лаборат.и практ.работ
1	2	3	4
	Введение	2	
	Раздел 1. Основы кристаллографии и минералогии.		
1.	Тема 1.1. Свойства кристаллического вещества, основы его строения.	2	
2.	Тема 1.2. Геометрическая кристаллография	6	4
3.	Тема 1.3. Физические свойства и морфология минералов	8	6
4.	Тема 1.4. Геологические процессы образования минералов и их классификация	2	0
5.	Тема 1.5. Самородные элементы и сернистые соединения (сульфиды)	6	4
6.	Тема 1.6. Галогениды и оксиды (окислы)	8	6
7.	Тема 1.7. Силикаты	10	8
8.	Тема 1.8.Карбонаты, сульфаты и фосфаты	4	2
	Раздел 2. Основы петрографии		
9.	Тема 2.1. Основные понятия и характеристика горных пород, классификация горных пород.	2	
10.	Тема 2.2. Условия образования, формы залегания и классификация магматических горных пород	2	
11.	Тема 2.3. Характеристика магматических горных пород.	8	6
12.	Тема 2.4. Условия образования, основные характеристики и классификация осадочных горных пород.	2	
13.	Тема 2.5. Обломочные горные породы, их классификация.	4	2
14.	Тема 2.6. Пелиты (глины).	2	2
15.	Тема 2.7.Химические и биохимические породы.	6	4

1	2	3	4
16.	Тема 2.8. Условия образования, основные характеристики и классификация метаморфических горных пород.	2	
17.	Тема 2.9.Характеристика пород регионального метаморфизма	2	2
18.	Тема 2.10. Характеристика пород контактово-метасоматического метаморфизма.	2	2
	Всего по дисциплине	80	48

О г л а в л е н и е

	Стр.
Введение	**6**
Раздел I. Основы кристаллографии и минералогии	**10**
Тема 1.1. Свойства кристаллического вещества, основы его строения	**10**
Тема 1.2. Геометрическая кристаллография	**13**
Тема 1.3. Физические свойства и морфология минералов	**22**
Тема 1.4. Геологические процессы образования минералов и их классификация	**37**
Тема 1.5. Самородные элементы и сернистые соединения (сульфиды)	**58**
Тема 1.6. Галогениды и оксиды (окислы)	**74**
Тема 1.7. Силикаты	**88**
Тема 1.8. Карбонаты, сульфаты, фосфаты	**116**
Раздел II. Основы петрографии	**127**
Тема 2.1. Основные понятия и характеристика горных пород, классификация горных пород	**127**
Тема 2.2. Условия образования, форма залегания и классификация магматических горных пород	**133**
Тема 2.3. Характеристика магматических горных пород	**140**
Тема 2.4. Условия образования, основные характеристики и классификация осадочных горных пород	**173**
Тема 2.5. Обломочные горные породы, их классификация	**185**
Тема 2.6. Пелиты (глины)	**190**
Тема 2.7. Химические и биохимические породы	**194**
Тема 2.8. Условия образования, основные характеристики и классификация метаморфических горных пород	**213**
Тема 2.9. Характеристика пород регионального метаморфизма	**226**
Тема 2.10. Характеристика пород контактово-метасоматического метаморфизма	**234**
Литература	**240**

Введение.

Еще в древности человек был знаком с рудными минералами. Люди выплавляли из руд медь, серебро, железо; обрабатывали гранит, мрамор и другие камни.

В нашей стране с древних пор существовал горный промысел. Развитие горного дела в России способствовало появлению и развитию минералогических знаний. Быстрое развитие горного дела в XVIII в. вызвало необходимость обобщения знаний о различных минералах.

Первым русским ученым, изучавшим минералы, был Михаил Васильевич Ломоносов (1711-1765). М.В. Ломоносов заложил фундамент минералогии, геохимии, учения о рудных жилах, учения о полезных ископаемых, экспериментальной минералогии и др.

В 1742г. М.В. Ломоносов написал первый в мире обстоятельный труд по геологии «Первые основания металлургии, или рудных дел», который был опубликован в 1763г. В этой работе дается описание минералов, рассматриваются вопросы их прохождения.

Особенно большую ценность представляет приложение к этой книге, озаглавленное «О слоях земных». В этой части он рассматривает геологические процессы, силы, измеряющие формы земной поверхности, горообразования и медленные колебания отдельных участков земной коры. Исследования М.В. Ломоносова имели огромное значение для развития горнорудной промышленности в нашей стране.

В 1757г. была опубликована его работа под названием «Слово о рождении металлов от трясения земли», в которой высказывалась новая идея о связи процессов минералообразования с тектоническими (горообразовательными) процессами. Образование рудных жил объяснялось выпадением рудных минералов в тектонических трещинах из минеральных растворов и путем осаждения летучих соединений, идущих от подземного жара.

С конца XVIII в. начинается новый период – период изучения собранного минералогического материала и его систематизация. В это время развивалась *качественно-описательная* минералогия. Известным представителем этого периода является знаменитый русский минералог Василий Михайлович Севергин (1765-1826). До В.М. Севергина не было систематического описания отечественных минералов. Сведения о минералах были разрозненными. Он первый написал крупные сводки по минеральным богатствам нашей страны.

В 1798г. В.М. Севергин опубликовал «Первые основания минералогии, или естественной истории ископаемых тел» в двух томах, в 1801г. «Пробирное искусство, или руководство к химическому испытанию металлических руд», в 1807г. «Пробный словарь минералогический», в 1816г. «Новую систему минералов, основанную на наружных отличительных признаках».

Создателем точной описательной минералогии является академик Николай Николаевич Кокшаров (1818-1892).

Н.И. Кокшаров провел точное изучение и систематизацию минералов, известных в то время на территории нашей страны, и в 11-томном труде «Материалы для минералогии России» дал описание 400 минералов. Академик В.И. Вернадский пишет: «Можно сказать, что только благодаря Кокшарову мы имеем точное познание геометрической формы главных групп минералов…». А. Гумбольдт отметил, что кокшаровские работы «считаются среди лучших и самых точных; их очень ценят в Европе».

90-е годы XIX в. связаны с именем Евграфа Степановича Федорова (1853-1919) – создателя точных методов исследования минералов.

В XX в. минералы стали рассматривать как продукты естественных химических реакций. Это было диалектическое понимание процессов минералообразования. Изучались минералообразующие процессы и минералообразующая среда. Создавалась *генетическая* минералогия. Развил генетическую минералогию В.И. Вернадский (1863-1945). Он выступил как новатор и реформатор минералогии. В.И. Вернадский положил в основу минералогии изучение минералогических процессов земной коры, обращая особое внимание на процесс, а не только на исследование продукта процесса (минерала), на динамическое изучение процесса, а не только на статическое изучение его продуктов.

В.И. Вернадский был самым крупным минералогом мира. Он, изучая историю химических элементов, создал геохимию, изучая роль организмов в геологических процессах, происходящих, в земной коре, создал биогеохимию.

Раньше добывалась лишь восемь металлов: железо, марганец, платина, золото, медь, свинец, цинк и ртуть; слабо была развита промышленность цветных металлов: не было своей алюминиевой, магниевой, никелевой промышленности и промышленности редких металлов.

В Казахстане был открыт ряд крупных месторождений меди (Коунрад, Бощекуль и др.). В районе Соликамска (Северный Урал) в 1925г. было открыто крупнейшее в мире месторождение калийных и магниевых солей. На базе Соликамского месторождения калийных солей была создана высокоразвитая химическая промышленность.

Петрография, как учение о горных породах, т.е. минеральных ассоциаций, являющихся геологически самостоятельными телами, естественно, ведет свое начало и от минералогии и от геологии. Совершенно самостоятельной наукой со своими особыми методами исследования и задачами петрография становится с начала второй половины XIX в. после введения в петрографию микроскопического метода изучения горных пород и позже – методов физической химии. Только с этого времени петрография по-настоящему подходит к решению основной своей задачи, к изучению вопросов возникновения и постоянных изменений горных пород, их эволюции, перейдя от качественных определений к количественным, т.е. оперируя мерой и числом и становясь, таким образом, точной наукой.

С введением этих методов петрография оказывает сильное влияние не только на развитие других геологических дисциплин, особенно учения о полезных ископаемых и, в частности, металлогении, но и создает (в некоторой части) научные основы металлургии, керамики и стеклоделия.

Появление поляризационного микроскопа изменило направление петрографических работ, и уже в 1867г. А.А. Иностранцев, а в 1868г. А.П. Карпинский дали весьма совершенные работы по микроскопии горных пород.

Вслед за тем, во второй половине XIX и в XX в. появились многочисленные петрографические работы А.П. Карпинского – прямого предшественника академиков Е.С. Федорова и Ф.Ю. Левинсон-Лессинга в создании русской петрографической школы.

Доклад А.П. Карпинского на VIII Международном геологическом конгрессе в Париже в 1900г. «О принципах классификации и номенклатуры горных пород» (в Комиссии по номенклатуре горных работ) знаменовал собой появление нового классификационного направления в петрографии.

Е.С. Федоров усовершенствовал методику микроскопических исследований; им создан так называемый теодолитный метод исследования минералов при помощи

универсального «столика Федорова» и разработана теория и практика определения состава минералов (изоморфных смесей) на основании их оптических свойств. Занимался он также вопросами петрографической номенклатуры и химизмом горных пород.

Весьма широкими были интересы Ф.Ю. Левинсон-Лессинга. Он занимался почти всеми вопросами теоретической и практической петрографии, вопросами причин разнообразия горных пород, процессами застывания магмы, генезиса гранитов, механизмом интрузии траппов, создал химическую классификацию горных пород и изучал петрографию ряда петрографических провинций. Им впервые применен эксперимент и использованы аналогии с заводскими процессами для разрешения вопросов магматической петрографии. Для постоянного наблюдения над действующими вулканами под его руководством была создана Камчатская вулканологическая станция.

С 90-х годов исследователи снова возвращаются к вопросам химизма горных пород; возникают химические классификации горных пород, первой из которых явилась, в частности, классификация магматических пород академика Ф.Ю. Левинсон-Лессинга.

В настоящее время академик А.Н. Заварицкий создал особую систему пересчета химических анализов изверженных пород, а также диаграммы, позволяющие иллюстрировать закономерности химического состава различных групп изверженных горных пород (особенно эффузивных) и сравнивать породы разных районов.

Успехи петрографии теснейшим образом связаны с горным делом. В своем развитии петрография не отделима от изучения месторождений полезных ископаемых как рудных, так и нерудных.

Казахстан располагает богатыми природными ресурсами, о чем свидетельствует то, что из 110 элементов таблицы Менделеева в его недрах выявлены 99, разведаны 70, но пока извлекаются и используются 60 элементов. По оценке доктора Даниеля Фаина, специалиста по природным ресурсам и энергетике из Массачусетского технологического института (США), в год распада СССР (1991 год) 90% хромовой руды, 26% меди, 33% свинца и цинка, 38% вольфрама, которыми располагал в том году бывший СССР, оказались в Казахстане. Сюда следует добавить, что в бывшем СССР на долю нашей республики приходилось запасов баритов - 82%, фосфоритов - 65%, молибдена - 29%, бокситов - 22%, асбеста - 20%, марганца - 13%, угля - 12% и т.д. Казахстан - одна из богатейших стран мира по запасам нефти, газа, титана, магния, олова, урана, золота и других цветных металлов. В мировом масштабе Казахстан уже сейчас является крупнейшим производителем вольфрама, а по его запасам занимает первое место в мире, второе - по запасам хромовых и фосфорных руд, четвертое - свинца и молибдена, восьмое - по общим запасам железной руды (16,6 миллиардов тонн).

В Казахстане сегодня известно 14 перспективных бассейнов, расположенных практически по всей его территории, где пока разведаны только 160 месторождений нефти и газа, а извлекаемые запасы нефти составляют 2,7 миллиарда тонн.

В Казахстане находится значительная часть мировых запасов медных и полиметаллических руд, никеля, вольфрама, молибдена и многих других редких и редкоземельных металлов. Исключительно важное и мировое значение имеют залежи железных, марганцевых и хромитовых руд, по запасам которых Казахстан находится на одном из ведущих мест в мире.

Рекомендуемые контрольные вопросы.
к теме «Введение»

1. Каково значение работ М.В.Ломоносова и В.М.Севергина в развитии геолого-минералогических наук?
2. В чем заключаются научные заслуги акад. Е.С.Федорова?
3. В чем заслуги Н.И.Кокшарова и Ф.Ю. Левинсон-Лессинга?
4. Роль В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана в развитии минералогии и петрографии?
5. Назовите зарубежных ученых, которые способствовали развитию геологической науки.
6. Современные ученые, работающие в области кристаллографии, минералогии, петрографии.
7. Минерального сырье в народном хозяйстве Казахстана.
8. Практическое значение минералогии петрографии.

Раздел I. ОСНОВЫ КРИСТАЛЛОГРАФИИ И МИНЕРАЛОГИИ

Тема 1.1. СВОЙСТВА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА, ОСНОВЫ ЕГО СТРОЕНИЯ.

План

1. *Понятие кристаллографии.*
2. *Понятие аморфного и кристаллического вещества.*
3. *Свойства кристаллических веществ. Их отличие от аморфных.*

Кристаллография – наука о кристаллах. Она изучает форму, внутреннее строение, происхождение и свойства кристаллических веществ. По-гречески «кристаллос» означает «застывший на холоде». Так греки называли лед и горный хрусталь, полагая, что последний образовался так же, как и лед, при низкой температуре. Впоследствии кристаллами стали называться все твердые тела, образующиеся в природе и в лабораторных условиях и имеющие многогранную форму.

В природе хорошо ограненные кристаллы встречаются сравнительно редко; они образуются преимущественно в полых трещинах и пустотах горных пород, где они могут свободно расти. Размеры кристаллов могут быть различными. Мелкие кристаллы, имеющие ясную огранку, видны только под микроскопом, крупные могут достигать в длину 1м т более.

Поверхность кристаллов ограничена плоскостями, которые носят название *граней*. Места соединения граней называются *ребрами*, точки пересечения которых называются *вершинами* (рис.1).

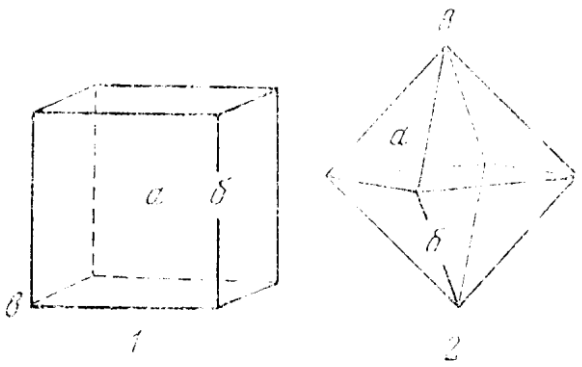


Рис.1 Кристаллы поваренной соли (1) и магнетита (2)
а – грани, б – ребра, в – вершины

Но в большинстве случаев кристаллические вещества не имеют ясно ограненной формы, хотя и обладают закономерным внутренним кристаллическим строением.

Кристаллические вещества чрезвычайно широко распространены в природе. Разнообразные горные породы, слагающие кору (границы, мраморы, пески, соли и др.), представлены агрегатом кристаллических зерен. Такое же строение имеют все металлы, их сплавы и большинство окружающих нас предметов.

Кристаллическим веществам присущи следующие важнейшие свойства.

1. **Анизотропность** (т.е. неравносвойственность).

Анизотропными называются такие тела, которые имеют одинаковые свойства в параллельных направлениях и неодинаковые – в непараллельных. Различные физические свойства кристаллов, такие, как теплопроводность, твердость, упругость,

распространение света и др., изменяются с изменением направления. В противоположность анизотропным, изотропные тела имеют одинаковые свойства во всех направлениях.

2. **Способность самограняться.** Этой специфической особенностью обладают только кристаллические вещества. При свободном росте кристаллы ограничиваются плоскими гранями и прямыми ребрами, принимая многогранную форму.

3. **Симметрия.** Симметрией называется закономерная повторяемость в расположении предметов или их частей на плоскости или в пространстве. Все кристаллы являются телами симметричными; «кристаллы блещут симметрией», - писал академик Е.С. Федоров.

Все важнейшие свойства кристаллических веществ являются следствием их внутреннего закономерного строения. Так, например, анизотропность кристаллов можно легко уяснить, если вести измерение, каких-либо свойств в различных направлениях. В отношении твердости это хорошо видно на примере кристалла дистена (по-гречески «ди» двояко, «стенос - сопротивляющийся): в продольном направлении твердость его равна 4,5 (по шкале Мооса), в поперечном - 6.

Если кристалл покрыть тонким ровным слоем воска и дотронуться до него концом нагретой иголки или проволоки, то воск будет таять, образуя ямки таяния в виде кругов или эллипсов. В одних кристаллах на всех гранях эти ямки 6удут иметь форму круга, в других кристаллах они будут кругами и эллипсами или только эллипсами. Эллиптическая форма ямок таяния доказывает неравномерное распределение тепла по разным направлениям в кристаллах.

Особенно четко анизотропия выявляется в оптических свойствах кристаллов, на чем основан один из важнейших методов их изучения, применяемый в минералогии и петрографии.

Способность кристаллов самограняться также является естественным следствием их внутреннего строения. Грани кристаллов соответствуют плоским сеткам, ребра - рядам, а вершины узлам пространственной решетки. Пространственная решетка имеет бесконечное множество плоских сеток, рядов и узлов. Но реальным граням кристаллов могут соответствовать лишь те плоские сетки решетки, которые имеют наибольшую ретикулярную плотность, т.е. на которых на единицу площади будет приходиться наибольшее число составляющих ее частиц (атомов или ионов). Таких плоских сеток сравнительно немного, отсюда и кристаллы имеют вполне определенное число граней.

Структура кристалла, т.е. расположение в нем отдельных частиц, является симметричной. Можно привести плоскости, по отношению к которым все слагающие кристалл частицы располагаются симметрично, можно провести также прямые линии – оси, вокруг которых эти частицы будут закономерно повторяться.

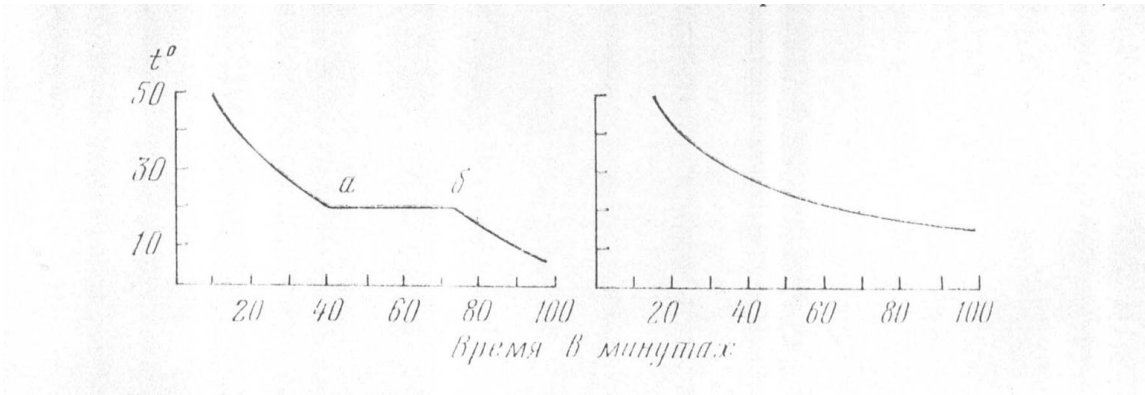


Рис. 2. Кривые охлаждения кристаллического (слева)
и аморфного (справа) вещества, *а* и *б* - точки начала и конца кристаллизации

Отсюда становится ясным, что и сам кристалл будет обладать плоскостями и осями симметрии, т.е. будет симметричным.

Все отмеченные выше свойства характерны лишь для кристаллических веществ. В аморфных веществах («аморфный» по-гречески означает «бесформенный») нет общего закономерного внутреннего строении; составляющие их частицы расположены беспорядочно, поэтому они изотропны, не обладают симметрией и не могут самоограняться. Расположение частиц в них такое же, поэтому их сравнивают с переохлажденными жидкостями. Примерами аморфных веществ могут служить стекло, пластмасса, клей, смола, затвердевшие коллоиды (гели).

Аморфные вещества в отличие от кристаллических не имеют четко выраженной температуры плавления. Наблюдая кривые охлаждения (или нагревания) кристаллических и аморфных веществ (рис. 2), можно видеть, что в первом случае имеются два резких перегиба (точка *а* и *б*), соответствующие началу и концу кристаллизации; в случае же охлаждения аморфного вещества мы имеем плавную кривую. По этому признаку можно легко отличить кристаллические вещества от аморфных.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Свойства кристаллического вещества, основы его строения и методы исследования»

1. Дайте определение понятию «кристалл».
2. Назовите важнейшие свойства кристаллических веществ.
3. Что мы называем гранью, ребром и вершиной кристаллов?
4. Какова распространенность кристаллических веществ в природе?
5. Какие тела называются аморфными?
6. В чем заключается отличие кристаллических веществ от аморфных?

Тема 1.2. ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

План

1. *Понятие геометрической кристаллографии*
2. *Понятие элементов симметрии. Сингонии, категории.*
3. *Простые формы кристаллов и их комбинации.*

Симметрия, элементы симметрии, сингонии категории.

Симметрия есть закономерная повторяемость в расположении фигур или их частей на плоскости или в пространстве. Эта закономерность выражается, например, в совмещении частей фигуры при отражении в плоскости или вращении фигуры вокруг какой-либо оси. В природе симметрия проявляется в большом разнообразии и особенно характерна для кристаллов. Она является их важнейшим и специфическим свойством, отражающим закономерность внутреннего строения.

Рассмотрим симметрические преобразования, или элементы симметрии.

1. Плоскость симметрии. Это воображаемая плоскость, которая делит фигуру на две равные части так, что одна из частей является зеркальным отражением другой. Плоскость симметрии обозначается буквой Р. Точка a_1 (рис. 3) отразится в плоскости P в точке a_2, последняя будет находиться за плоскостью симметрии, на перпендикуляре к ней и на таком же расстоянии от нее, как и точка a_1. Прямая a_1b_1 в результате отражения займет положение a_2b_2, фигура $a_1b_1c_1$ отразится в плоскости как $a_2b_2c_2$.

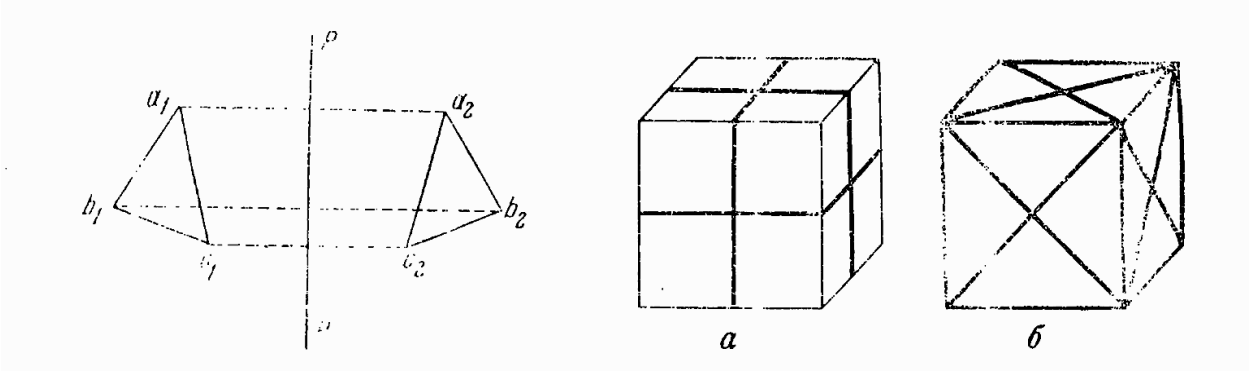


Рис. 3. Плоскость симметрии (Р)

Рис.4. Девять плоскостей симметрии (9Р) в кубе.
Три главных плоскости (*а*) и шесть диагональных (*б*)

Если плоскостей симметрии в данном кристалле несколько, то перед обозначением плоскости ставится их число, например 3Р (три плоскости симметрии имеет спичечная коробка). В кристаллах могут быть одна, две, три, четыре, пять, шесть, семь и девять плоскостей симметрии (рис. 4). Теоретически можно доказать, что восьми и более девяти плоскостей симметрии в кристаллах быть не может. Многие кристаллы вообще не имеют ни одной плоскости симметрии.

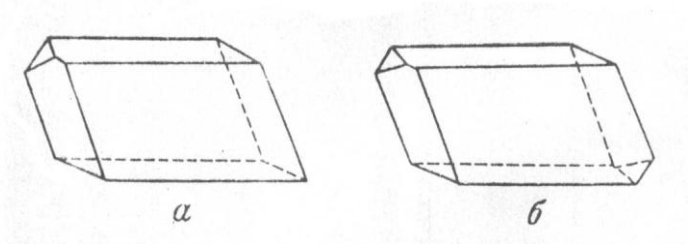


Рис. 5. Кристаллы без цента симметрии (*а*) и с центром симметрии (*б*)

2. Центр симметрии (иногда заменяемся термином «центр инверсии»). Центром симметрии называется такая точка внутри фигуры, при проведении через которую любая прямая встретит на равном от нее расстоянии одинаковые и обратно расположенные части фигуры. Центр симметрии обозначается буквой С. Если каждая грань кристалла имеет себе равную, параллельную, хотя и обратно расположенную грань, то данный кристалл обладает центром симметрии (рис. 5б). Некоторые кристаллы могут не иметь центра симметрии (рис. 5а).

3. Оси симметрии. Осью симметрии называется воображаемая прямая, при повороте вокруг которой всегда на один и тот же угол происходит совмещение равных частей фигуры. При повороте на 360° совмещение граней в равных кристаллах возможно два, три, четыре или шесть раз (т. е. при каждом повороте на 180, 120, 90 и 60"). Ось симметрии обозначается буквой L (или G*)*, порядок оси показывает, сколько раз при повороте на 360^0 произойдет совмещение каждой из граней. Так, в кристаллах возможны оси второго L_2, третьего L_3, четвертого L_4 и шестого L_6 порядков (рис. 6). Оси симметрии L_3, L_4, L_6 называются осями симметрии высшего порядка. Оси симметрии пятого и выше шестого порядка в силу закономерностей внутреннего строения кристаллов невозможны.

4. Инверсионные оси симметрии. Инверсионной осью (L_1) называется воображаемая прямая, при повороте вокруг которой на некоторый определенный угол и отражении в центральной точке фигуры (как в центре симметрии) фигура совмещается сама с собой, т. е. инверсионная

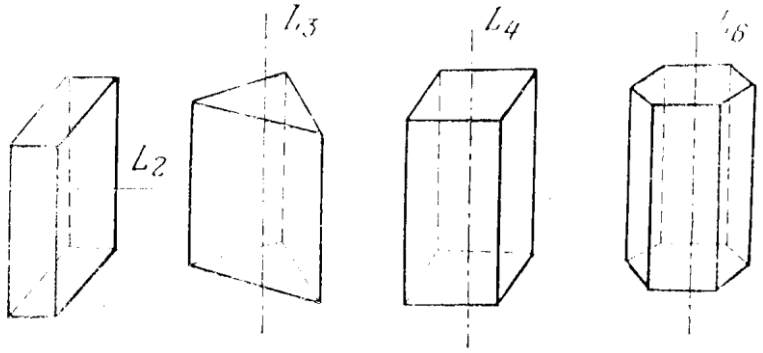


Рис. 6. Оси симметрии: L_2, L_3, L_4 и L_6

ось представляет совместное действие оси симметрии и центра симметрии. При этом нужно отметить, что на кристаллах центр симметрии может не проявляться в виде самостоятельного элемента симметрии.

Как же сочетаются элементы симметрии в кристаллах? Оказывается, в кристаллах возможны только 32 сочетания элементов симметрии, пли, как говорят, 32 вида симметрии. Вывод всех возможных видов симметрии был сделан
И. Ф. Гесселем и А. В. Гадолиным. Виды симметрии объединяются в сингонии (от греческого «син» — сходно и «гония» - угол) или системы. Всего различают семь сингоний.

Триклинная, моноклинная и ромбическая сингонии называются низшими, потому что они не имеют осей симметрии выше второго порядка (L_2).

Тригональная, тетрагональная и гексагональная сингонии называются средними; они имеют одну ось симметрии высшего порядка, соответственно L_3, L_4 (или L_{i4}), L_6 (или L_{i6}).

Кубическая сингония имеет несколько осей симметрии высшего порядка (L_3, L_4 или L_{i4}); она называется высшей сингонией.

Рекомендуемые контрольные вопросы
к теме «Геометрическая кристаллография.
Симметрия, элементы симметрии, сингонии категории»

1. В чем заключается закон постоянства углов?
2. Что такое симметрия? Какие Вы знаете элементы симметрии?
3. Как определить, имеется ли в кристалле центр симметрии?
4. Какие оси симметрии могут существовать в кристаллах?
5. Сколько известно сочетаний элементов симметрии (видов симметрии) в кристаллах?
6. Что такое сингония?
7. Какие существуют сингонии? Их характеристика.

Простые формы кристаллов

Совокупность граней, которая может быть получена из исходной грани при действии всех элементов симметрии данного кристалла, называется простой формой. Следовательно, это такая фигура в кристалле, все грани которой при равномерном развитии по размеру и форме одинаковы. В кристалле могут присутствовать одна, две или несколько простых форм. Сочетание двух или нескольких простых форм называется комбинацией.

Простые формы могут замыкать и не замыкать пространства; они соответственно называются открытыми и закрытыми. Так, например, кристалл циркона, изображенный на рис.7, представляет собой комбинацию двух простых форм: тетрагональной призмы (грань а) и тетрагональной дипирамиды (грань р). Призма является открытой формой, поскольку она не замыкает пространства, дипирамида же - закрытая форма, так как она полностью замыкает пространство, пусть даже на продолжении своих граней.

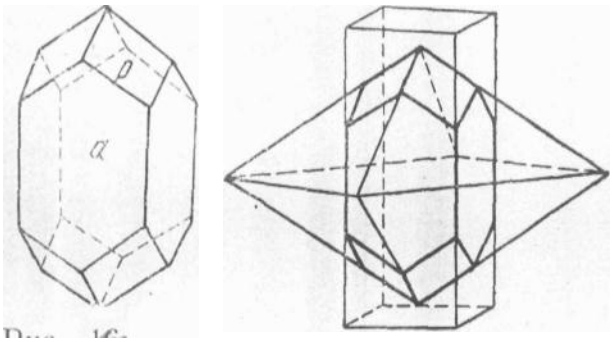


Рис. 7 Образование комбинации простых форм у кристалла циркона:
a(100) – тетрагональная призма,
p(111) – тетрагональная дипирамида

Чтобы различить на кристаллах простые формы, нужно, прежде всего, знать правило: сколько на равномерно развитом кристалле разных граней, столько будет и простых форм. На описанном кристалле циркона различаются грани ДВУХ видов, следовательно, имеются и две простые формы.

Рассмотрим простые формы встречающиеся в различных сингониях[1].
В низших сингониях возможны следующие простые формы (рис. 8).

Моноэдр - простая форма, представленная одной гранью.

Пинакоид - две равные параллельные грани, которые иногда могут быть обратно расположенными.

Диэдр - две равные пересекающиеся грани (могут пересекаться на своем продолжении).

Ромбическая призма — четыре равных параллельных грани; в сечении образуют ромб.

Ромбическая пирамида - четыре равные пересекающиеся грани; в сечении также образуют ромб.

Перечисленные простые формы относятся к открытым, так как они не замыкают пространства. Присутствие в кристалле открытых простых форм, например, ромбической призмы обязательно вызывает присутствие других простых форм, например, пинакоида или ромбической дипирамиды, чтобы получилась замкнутая фигура.

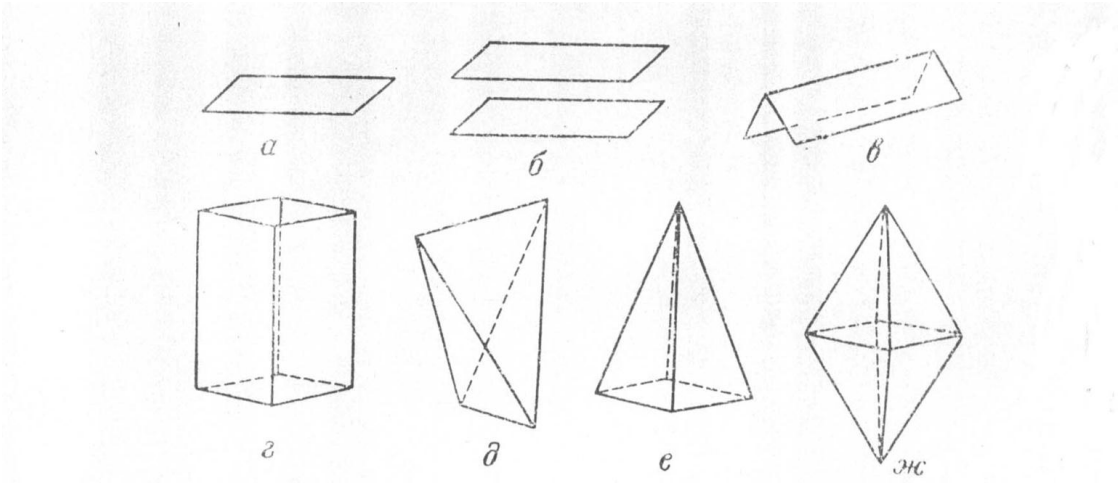


Рис. 8. Простые формы низших сингоний:
а – моноэдр, *б* – пинакоид, *в* – диэдр, *г* – ромбическая призма,
д – ромбический тетраэдр, *е* – ромбическая пирамида, *ж* – ромбическая дипирамида

Из закрытых простых форм низших сингоний отметим следующие.

Ромбическая дипирамида — две ромбические пирамиды, сложенные основаниями; форма имеет восемь равных граней, дающих в поперечном сечении ромб.

Ромбический тетраэдр - четыре грани, замыкающие пространство и имеющие форму косоугольных треугольников.

В средних сингониях из перечисленных выше простых форм могут присутствовать только моноэдр и пинакоид. Открытыми простыми формами средних сингоний будут призмы и пирамиды.

В соответствующих сингониях могут быть тригональные, тетрагональные и гексагональные призмы (рис. 9). Сечения, перпендикулярные к осям высшего порядка L_3, L_4 или L_6, будут иметь форму треугольника, квадрата или шестиугольника. Могут быть призмы с удвоенным числом граней: дитригональная, дитетрагональная и дигексагональная. В последнем случае псе грани равны, но одинаковые углы между ними чередуются через один. Пирамиды (рис. 10) также могут быть тригональные (и дитригональные), тетрагональные (и дитетрагональные), гексагональные (и дигексагональные). В поперечном сечении они также дают треугольник, квадрат и шестиугольник или удвоенные указанные фигуры.

---

[1]Для понимания названий простых форм следует знать некоторые греческие слова, от которых происходят эти названия: «эдра» - грань, «пинакс» - доска, «моно» — один, «ди» — два, «три» — три, «тетра» - четыре, «пента»-пять, «гекса» - шесть, «окта» — восемь, «дека» — десять, додека» - двенадцать, «скалена»— разносторонний треугольник, «трапеца» - четырехугольник, сложенный равнобедренным и разносторонним треугольниками.

К закрытым формам относятся дипирамиды, скаленоэдры, трапецоэдры, ромбоэдр и тетрагональный тетраэдр.

Дипирамиды могут быть тригональные, тетрагональные и гексагональные или при удвоении числа граней — дитригональные, дитетрагональные и дигексагональные (рис. 11). Дипирамиды представляют собой как бы две пирамиды, сложенные основаниями.

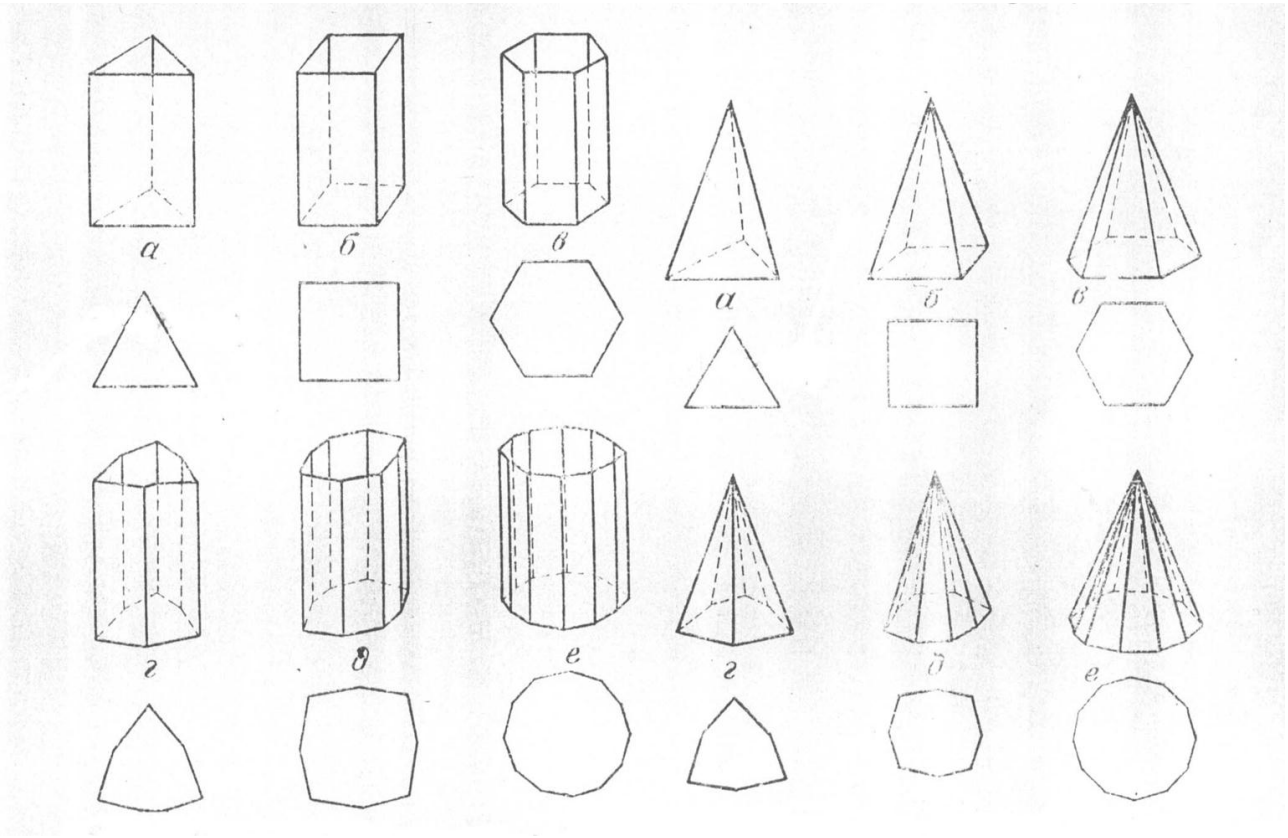


Рис. 9 . Призмы средних сингоний:
а – тригональная, *б* – тетрагональная,
в – гексагональная, *г* – дитригональная,
д – дитетрагональная, *е* – дигексагональная

Рис. 10. Пирамиды средних сингоний:
а – тригональная, *б* – тетрагональная
в – гексагональная, *г* – дитригональная,
д – дитетрагональная, *е* – дигексагональная

Скаленоэдр (рис. 12) - простая форма, состоящая из равных разносторонних треугольников. Скаленоэдры встречаю только в тригональной и тетрагональной сингониях.

Трапецоэдр (рис. 13) напоминает дипирамиду. Грани этой простой формы имеют вид четырехугольников, а боковые ребра не лежат в одной плоскости. Трапецоэдры возможны лишь в тех видах симметрии, где отсутствуют плоскости симметрии.

Ромбоэдр (рис. 14) состоит из шести граней в виде ромбов, напоминает вытянутый или сплющенный по диагонали куб. Он возможен только в тригональной и гексагональной сингониях.

Тетрагональный тетраэдр (рис. 15) представляет собой четыре равные грани в виде равнобедренных треугольников.

В кубической сингонии имеется 15 простых форм, все они закрытые. Простые формы низших и средних сингонии в кубической сингонии не встречаются.

Куб (гексаэдр) представляет собой шесть попарно параллельных квадратных граней (рис. 16). Если каждую грань куба заменить четырьмя треугольными гранями, то получится простая форма, которая называется тетрагексаэдр.

Октаэдр (рис. 17а) представляет собой совокупность восьми попарно параллельных граней. Если каждая грань октаэдра замещена тремя гранями (триоктаэдр), то по количеству сторон этих граней различают тригонтриоктэдр, тетрагонтриоктаэдр и пентагонтриоктаэдр. При замещении грани октаэдра шестью гранями получим г е к с а о к т а э д р, состоящий из 48 граней.

Тетраэдр кубической сингонии состоит из четырех равносторонних треугольников, замыкающих пространство (рис. 18а). Если каждую грань тетраэдра заменить тремя гранями, то по аналогии с октаэдром получим тригонтритетраэдр, тетрагонтритетраэдр и пентагонтритетраэдр. При замещении каждой грани тетраэдра шестью гранями получается гексатетраэдр.

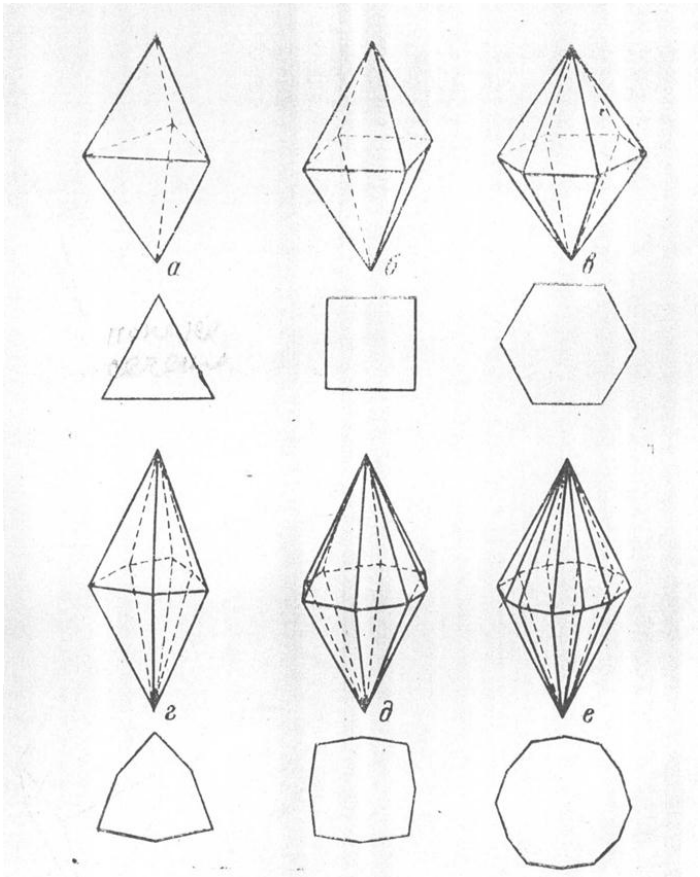


Рис. 11. Дипирамиды средних сингоний:
а – тригональная, *б* - тетрагональная, *в* - гексагональная,

г – дитетрагональная,
д - дигексагональная
е - диоктагональная

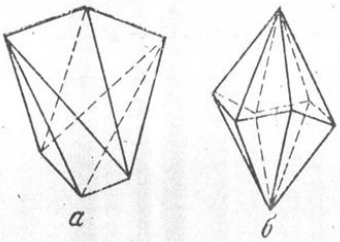


Рис. 12. Скаленоэдры:
а – тетрагональный,
б - тригональный

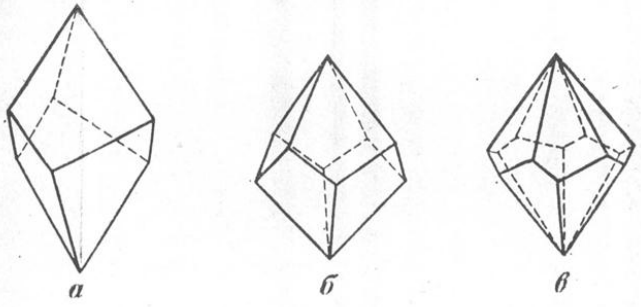


Рис. 13. Трапецоэдры:
а – тригональный,
б – тетрагональный,
в - гексагональный

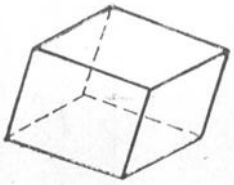


Рис. 14. Ромбоэдр

Рис. 15. Тетрагональный тетраэдр

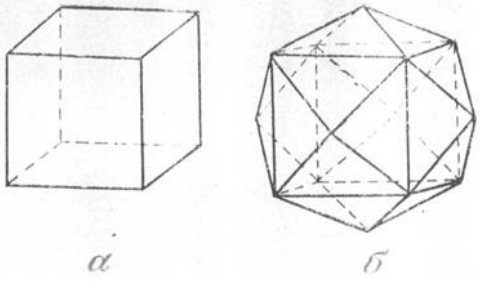
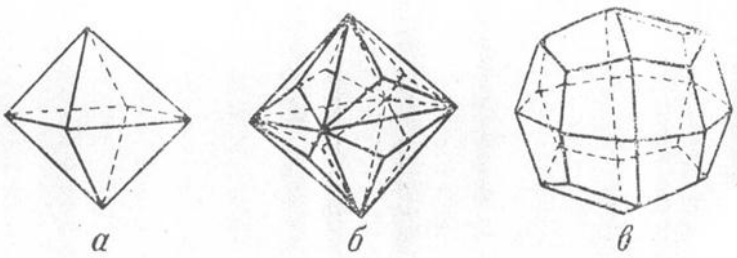


Рис. 16. Куб (*а*) и тетрагексаэдр (*б*)



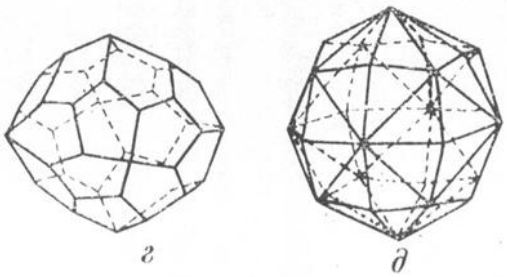


Рис. 17. Простые формы, выводящиеся из октаэдра: *а* – октаэдр, *б* - тригонтриоктаэдр, *в* – тетрагонтриоктаэдр, *г* – пентагонтриоктаэдр, *д* - гексаоктаэдр

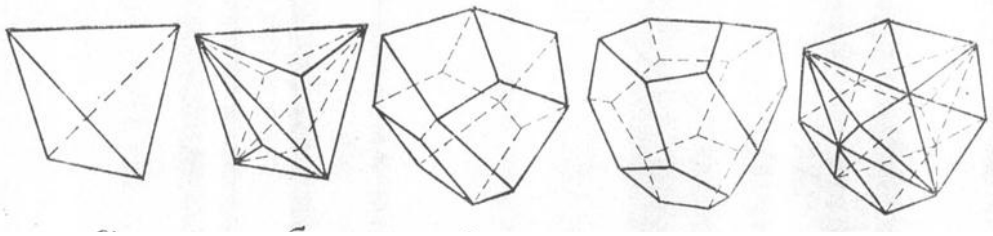


Рис. 18. Простые формы, выводящиеся из тетраэдра: *а* – тетраэдр, *б* – тригонтритетраэдр, *в* – тетрагонтритетраэдр, *г* - пентагонтритетраэдр, *д* - гексатетраэдр

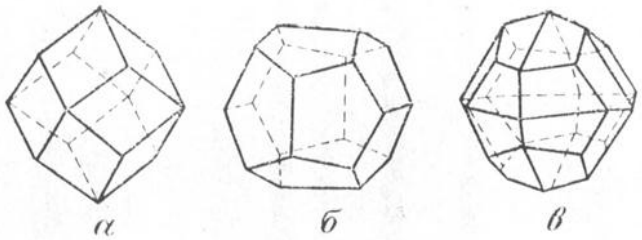


Рис. 19. Ромбододекаэдр (*а*), пентагондодекаэдр (*б*) и дидодекаэдр (*в*)

Ромбододекаэдр представляет собой простую форму, состоящую из 12 граней в виде ромбов (рис. 19а).

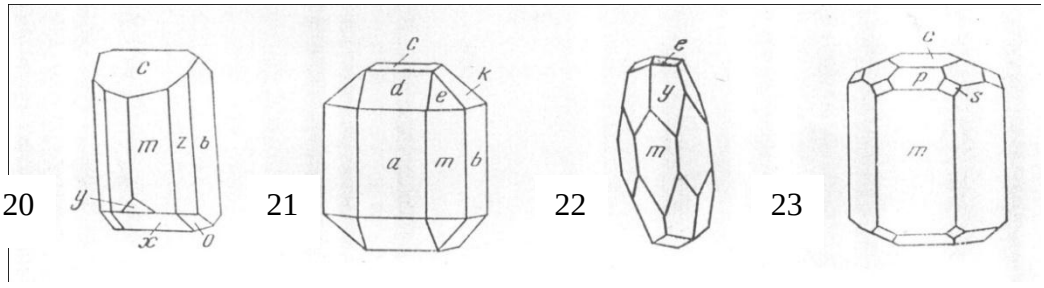
Пентагондодекаэдр также состоит из 12 граней, но имеющих форму неправильных пятиугольников (рис. 19б).

Дидодекаэдр - «удвоенный» додекаэдр, каждая грань которого заменена двумя гранями (рис. 19в); состоит из 24 граней.

После обзора простых форм по сингониям - рассмотрим некоторые их комбинации. Комбинации нескольких простых форм для кристаллом моноклинной и ромбической сингоний соответственно показаны па примерах ортоклаза (рис. 20) и оливина (рис. 21). Разбор комбинаций форм для кристаллов средних сингонии приведен на рисунках кристаллов циркона, кальцита (рис. 22); и берилла (рис. 23). Примеры комбинации простых форм для кристаллов кубической сингонии даны на рисунках кристаллов граната (рис. 24), сфалерита (рис. 25) и галенита (рис. 26). Символы граней объяснены в следующем разделе.

При определении простых форм в комбинациях нельзя основываться на форме граней, так как грани куба не всегда будут квадратами, грани ромбоэдра - ромбами и т. д. Сочетание нескольких простых форм иногда совершенно искажает какую-либо из них в ее полном развитии.

Все сказанное касается, как уже отмечалось, кристаллов в их идеальном развитии. Знакомясь на практике с реальными кристаллами и минералами, мы увидим, что такое развитие кристаллов является редкостью (гранаты, пирит, кварц, топаз и др.). Кристаллы нередко кажутся несимметричными. Это зависит от условий их роста. Для того чтобы обнаружить симметрию кристалла, необходимо замерить его углы.



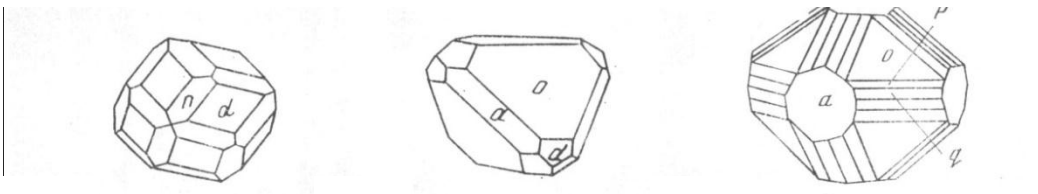
20 21 22 23

Рис. 20. Ортоклаз. Формула симметрии L_2PC
Простые формы: 4 пинакоида – *b* (010), *c* (001), *x* (101), *y* (201), 3 ромбические призмы – *m* (110), *z* (130), *o* (111)

Рис. 21. Оливин. Формула симметрии $3L_23PC$.
Простые формы: 3 пинакоида – *a* (100), *b* (100), *c* (001), *y* (201), 3 ромбические призмы – *m* (110), *d* (101), *k* (021), ромбическая дипирамида *e* (111)

Рис. 22. Кальцит. Формула симметрии L_33L_23PC.
Сингония тригональная. Простые формы: гексагональная призма *m* (1010) ромбоэдр *e* (0112), дитригональный скаленоэдр *y* (3251).

Рис. 23. Берилл. Формула симметрии L_66L_27PC
Простые формы: пинакоид –*c* (0001), гексагональная призма *m* (1010), две гексагональные дипирамиды *p* (1011) и *s* (1121)



24 25 26

Рис. 24. Гранат. Формула симметрии $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$.
Простые формы: ромбододекаэдр b

Рис. 25. Сфалерит. Формула симметрии $3L_4 4L_3 6P$.
Простые формы: куб *a*(100), тетраэдр *o*(111), ромбододекаэдр *d*(110)

Рис. 26. Галенит. Формула симметрии $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$.
Простые формы: куб *a*(100), октаэдр *o*(111), два тригонтриоктаэдра *p*(221) и *q*(331)

В природе кристаллы встречаются не только в виде отдельных индивидов, но и в виде сростков. Сростки двух или нескольких кристаллов могут быть закономерными и незакономерными. Незакономерные срастания кристаллов образуют друзы (или щетки) и разнообразные другие формы, в которых срастаются зерна минералов, не обязательно ограниченные естественными плоскостями кристаллов. Подобные срастания весьма характерны для кварца, топаза, кальцита и многих других кристаллов.

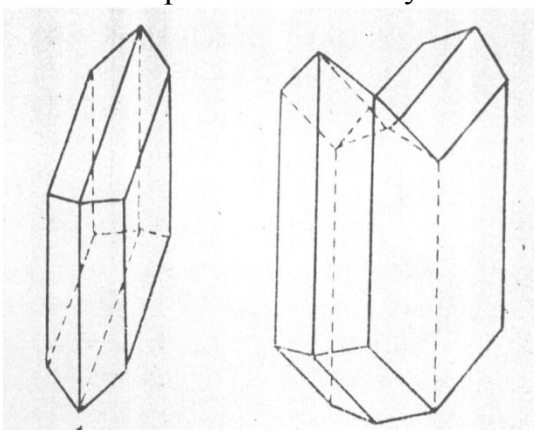


Рис. 27. Гипс.
Единичный кристалл (1) и двойник срастания «ласточкин хвост» (2)

К закономерным сросткам относятся двойники, т. е. такие сростки, в которых один кристалл является зеркальным отражением другого, или повернут относительно другого на 180°. Плоскость, по которой два кристалла срастаются друг с другом, называется плоскость срастания. В двойниках срастания плоскость срастания четко отделяет один кристалл от другого (рис. 27), в двойниках прорастания (рис.28) кристаллы как бы прорастают друг в друга, срастаясь нередко по извилистым поверхностям. На рис. 29. показан двойниковый шов па кварце, - это так называемый японский двойник, в котором угол между осями L_3 двух индивидов близок к 90°.

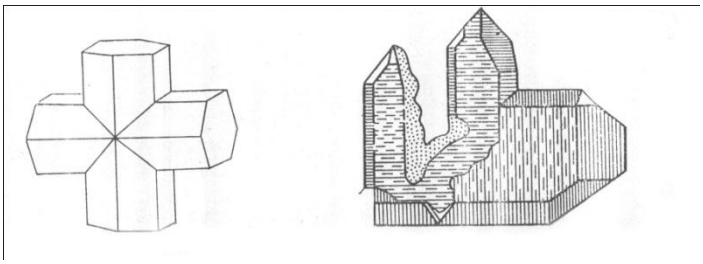


Рис. 28. Двойник прорастания у ставролита Рис. 29. Двойниковый шов на кварце (японский двойник)

Образование двойников весьма характерно для многих минералов, в том числе очень распространенных - кварца и полевого шпата. Двойникование в кристаллах может повторяться несколько раз. При этом образуются тройники, четверники и в случае большего числа индивидов - полисинтетические двойники. Необходимо отметить, что двойники образуются не только срастанием двух или более ограненных кристаллов, - они возникают и в кристаллических агрегатах, например, при перекристаллизации.

Рекомендуемые вопросы к теме «Простые формы кристаллов»

1. Что такое простая форма и комбинация?
2. Какие простые формы называются открытыми и какие закрытыми?
3. Какие простые формы существуют в кристаллах низших сингоний?
4. Какие простые формы имеются в кристаллах средних сингоний?
5. Что такое двойники? Приведите пример.
6. Назовите физические свойства кристаллов и их значение.

Тема 1.3 ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ

План

1. *Понятие изоморфизма и полиморфизма.*
2. *Физические свойства минералов.*
3. *Морфология минералов.*

Изоморфизм - свойство атомов (или ионов) одних веществ замещать в структуре атомы (или ионы) других. Явления изоморфизма очень широко распространены в минералах. Так, химический состав минерала вольфрамита отображается формулой (Fe, Mn) $[WO_4]$. Он представляет собой изоморфную смесь, где атомы марганца замещают в структуре атомы железа, и наоборот, формально это может быть выражено формулой $nFe[WO_4]$ X (100 - n) $Mn[WO_4]$. Крайние члены этого ряда носят названия ферберита $Fe[WO_4]$ и гюбнерита Mn[WO4]. Минерал оливин $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$ также представляет собой изоморфную смесь, где атомы магния в структуре замещаются атомами железа. Формально это может быть выражено формулой $nMg_2[SiO_4]$ X $(100\text{-}n)Fe_2[SiO_4]$. Конечные члены этого непрерывного ряда носят названия форстерита $Mg2[SiO_4]$ и фаялита $Fe_2[SiO_4]$.

Наряду с простыми случаями может происходить сложное изоморфное замещение целых комплексов в кристаллических структурах. Классическим примером такого сложного замещения являются минералы из группы полевых шпатов - плагиоклазы. Плагиоклазы представляют собой непрерывный ряд минералов, где пара атомов Ca и Al замещается на пару Na и Si (CaAl NaSi). Крайние члены этого ряда называются анортитом $Ca[A1_2Si_2O_8]$ и альбитом $Na[AlSi_3O_8]$. В соответствии с изменением состава изменяются и физические свойства плагиоклазов, например оптические свойства, плотность и др.

Таким образом, различаются два главных вида изоморфизма: более простой, когда взаимозамещаются ионы, имеющие одинаковую валентность, - он называется изовалентным изоморфизмом, и сложный, когда происходит замещение ионов разных валентностей, гетеровалентный изоморфизм. Примерами изовалентного изоморфизма служат замещения Mg^{2+} и Fe^{2+} в оливине $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, гетеровалентного - отмеченные выше замещения в плагиоклазах, а также замещения: 2A1-3Mg в слюдах, 2Na - Ca в нефелине, цеолитах, 2Ca - TR+Na в апатите и др.

По степени совершенства изоморфных замещений можно выделить два случая. В первом случае замещение одного элемента другим может быть в пределах до 100% - это совершенный, или полный, изоморфизм. Во втором случае замещение может быть частичным от сотых долей, до нескольких процентов - это несовершенный, или ограниченный, изоморфизм.

Многие изоморфные примеси не отражаются формулой минерала, ибо количество их невелико. Так, в цинковых обманках ZnS обычно присутствует в виде изоморфной примеси Fe, а иногда Cd и Iп.

Формула минерала монацита - (Ce, La)[PO_4], но в нем возможны примеси других элементов: редких земель, иттрия, тория, кальция, а в анионной части - [SiO_4] и [SO_4]. В более полном виде формула монацита может быть написана так: (Ce, La, Th, Ca) [PO_4, SiO_4, SO_4]. Естественно, что для соблюдения электростатического равновесия возможен только изоморфный обмен катионов на катионы и анионов на анионы с сохранением равенства сумм валентности тех и других.

Если происходит изоморфное замещение одних элементов (или комплексов) другими, то они берутся в скобки и отделяются друг от друга запятой, причем порядок написания зависит от количества этих элементов (или компонентов). В монаците церия больше, чем лантана, а лантана больше, чем тория. В анионной части такая же последовательность. В минерале салите, в структуре которого ионы магния изоморфно замещаются ионами железа, магний преобладает, что и отображается формулой Ca(Mg, Fe)[Si_2O_6].

Особенно характерны изоморфные замещения в рядах:

K^{1+}—Rb^{1+}—Cs^{1+}, Cu^{1+}— Ag^{1+}—Au^{1+}, Cl^{1+}— Br^{1+}—I^{1+},

Ca^{2+}—Sr^{2+}—Ba^{2+}—Ra^{2+}, Sn^{2+}—Cd^{2+}, S^{2-}—Se^{2-},

Mg^{2+}—Fe^{2+}—Mn^{2+}—Ni^{2+}—Co^{2+},

Al^{3+}—Fe^{3+}—V^{3+}—Cr^{3+}—Mn^{3+}—Ti^{3+}, Sc^{3+}—Y^{3+}—TR^{3+},

Zr^{4+}—Hf^{4+}, Th^{4+}—U^{4+},

Nb^{5+}—Ta^{5+}, P^{5+}—V^{5+}—As^{5+},

MO^{6+}—W^{6+},

Как видно, эти ряды соответствуют вертикальным (изовалентным) рядам периодической таблицы Д. И. Менделеева. Следовательно, замещение ионов часто происходит по изовалентным рядам. Однако при гетеровалентном изоморфизме изоморфные замещения происходят по диагональным направлениям таблицы Менделеева, поскольку ионные радиусы по этим направлениям близки. Так, характерен изоморфизм между элементами в рядах:

Li^{1+}—Mg^{2+}—Sc^{3+},

Na^{1+}—Ca^{2+}—Y^{3+}—Th^{4+},

Al^{3+}—Ti^{4+}—Nb^{5+}—W^{6+},

Многие элементы периодической системы, процентное содержание которых в земной коре (кларк) сравнительно высокое, мы не встречаем в минералах в значительных количествах. Так, например, элемент германий Ge содержится в земной коре в количествах, больших, чем серебро или сурьма, но он почти не образует самостоятельных минералов. Зато он часто, хотя и в очень небольших количествах, изоморфно замещает в силикатах кремний и таким образом «рассеян» в земной, коре.

Понятие явлений изоморфизма способствует обнаружению редких и рассеянных элементов. Так, например, рений Re, сверхрассеянный элемент (кларк $7 \cdot 10^{-8}$), благодаря изоморфизму с Mo был обнаружен в молибденитах, где содержания его могут достигать $2 \cdot 10^{-3}$% и откуда он извлекается (медно-молибденовые руды Коунрада), Другой пример -рубидий Rb - сравнительно распространенный элемент, кларк его $1{,}5 \cdot 10^{-2}$, т. е. он более распространен чем Pb, но он так же, как и Re, не образует собственных минералов. Где его искать? Наиболее вероятен сто изоморфизм с K^{1+}, поэтому его надо искать в калийсодержащих минералах, где он и обнаруживается в наибольших количествах (например, в слюдах, в карналлите - $KC1 \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$), и из которых извлекается.

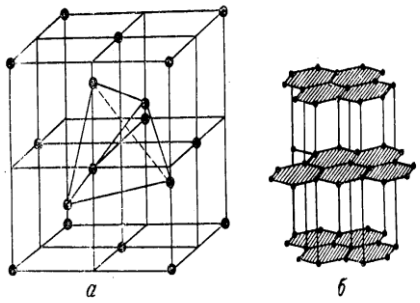


Рис. 30. Структуры алмаза (*а*) и графита (*б*)

В чем же причина изоморфизма? В.М. Гольдшмидт указал, что элементы могут замещать друг друга в структурах в том случае, когда радиусы ионов (или атомов) являются близкими и разница их не превышает 15%. Однако, если величины радиусов ионов близки, это еще не предопределяет их изоморфного замещения. Понятие об ионных сферах, как несжимаемых шарах, верно лишь в первом приближении. Напряжение электрического поля, заряд и типы ионов приводят к такому взаимодействию между ними, когда правильная шарообразная форма иона искажается, происходит поляризация (деформация) электронной оболочки иона.

Поэтому, кроме близости ионных радиусов, поляризационные свойства ионов также должны быть близкими. Если степень поляризации ионов различна, то даже при очень близких радиусах изоморфизма между ионами не будет (например, нет изоморфизма между Na^{1+} и Cu^{1+}).

П о л и м о р ф и з м . В переводе с греческого слово «полиморфизм» означает многоформность. Это явление до известной степени противоположно изоморфизму и заключается в том, что одинаковые по химическому составу вещества образуют различные структуры.

Полиморфными могут быть элементы и сложные соединения. Происхождение различных полиморфных модификаций (разновидностей) связано с различием в условиях их образования. Каждая из модификаций имеет свою структуру, а отсюда и свои специфические свойства.

Хорошим примером полиморфизма углерода являются минералы алмаз и графит. Свойства их совершенно различны: алмаз самый твердый из минералов (твердость 10), графит имеет твердость 1. Плотность алмаза 3,5, графита 2,2. Алмаз кристаллизуется в кубической сингонии, графит — в гексагональной. Причина столь различных свойств указанных минералов объясняется их структурой, т. е. расположением атомов углерода (рис. 30). Связь атомов углерода в графите менее прочная, чем в алмазе, структура графита листоватая, в виде плоских гексагональных сеток. Значительные расстояния между этими сетками и определяют его свойства: легкую расщепляемость, меньшую плотность и др.

Несколько полиморфных модификаций имеет и сера; в природных условиях устойчивой является лишь сера ромбической сингонии. Примерами полиморфных модификаций соединений могут служить кальцит ($Ca[CO_3]$ тригональной сингонии), арагонит ($Ca[CO_3]$ ромбической сингонии), пирит (FeS_2 кубической сингонии) и марказит (FeS_2 ромбической сингонии), полиморфные модификации кварца (SiO_2) и т. д.

Различают два вида полиморфизма. Первый вид – энантиотропия - характеризуется обратимостью (переходом) полиморфных модификаций из одной в другую при определенных температурах и давлениях. Примером энантиотропии могут служить переходы кварца в высокотемпературную разновидность SiO_2 - тридимит (при Т 867° С и Р 1 кгс/см^2), а также переходы алмаза в графит. Второй вид - монотропия - одна полиморфная модификация (нестабильная) может переходить в другую (стабильную), но обратный переход невозможен. Примером монотропии является переход марказита в пирит (обратного перехода нет).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ.

Физические свойства минералов имеют большое практическое значение (радиоактивность, люминесценция, магнитность, твердость, оптические свойства и др.) и очень важны для их диагностики. Они зависят от химического состава и типа кристаллической структуры. Например, радиоактивные свойства минералов зависят от химического состава - наличия радиоактивных элементов, спайность минералов зависит от особенностей их кристаллической структуры, плотность - от химического состава и от типа кристаллической структуры. Физические свойства могут представлять скалярную величину (независимы от направления), например плотность, или быть векторными (зависящими от направления), например, твердость, спайность, оптические свойства.

Плотность. Плотности минералов (в г/см^3) колеблются от величин, примерно равных единице, до 23,0 (платинистый иридий). Подавляющая масса минералов имеет плотность от 2,5 до 3,5, что и обусловливает плотность земной коры, равную примерно 2.7—2.8.

Минералы по плотности условно можно разделить на три группы: легкие (плотность до 3,0), средние (плотность от 3,0 до 4) и тяжелые (плотность более 4).

Некоторые минералы легко узнаются по большой плотности (барит 4,6, церуссит 6,5). Как правило, минералы, содержащие тяжелые металлы, имеют большую плотность. Наибольшую плотность имеют самородные элементы - золото, серебро, минералы группы платины. В кристаллах одного и того же состава плотность определяется характером упаковки атомов в единичной структурной ячейке. Примером могут служить отмеченные выше алмаз и графит с плотностями соответственно 3,5 и 2,2. Другой пример: плотность кальцита $Ca[CO_3]$ 2,6—2,8 и арагонита $Ca[CO_3]$ 2,9—3,0, что свидетельствует о более плотной упаковке атомов в арагоните.

Для минералов, представляющих изоморфные ряды, увеличение (или уменьшение) плотности пропорционально изменению химического состава. Так в изоморфном ряду оливинов от форстерита $Mg_2[SiO_4]$ до фаялита$Fe_2[SiO_4]$ плотность увеличивается от 3,20 до 4,35 г/см^3, в ряду альбит Na $[A1Si_3O_8]$ - анортит Ca $[A1_2Si_2O_8]$ происходит возрастание плотности от 2,61 до 2,75 г/см^3.

Существуют различные методы определения плотности минералов. Весовые методы наиболее распространены и точны. Массу минерала и его объем определяют с помощью взвешивания. Известно несколько способов определения объема минерала, старейший способ - установление потери веса при взвешивании минерала в жидкости (согласно закону Архимеда).

Объемные методы основаны на установлении объема минерала с помощью различных по конструкции объемомеров (волюмометров). Масса минерала, как и в большинстве других методов, определяется взвешиванием.

Иммерсионные методы базируются на подборе тяжелой жидкости с плотностью, равной плотности минерала (уравновешивание в жидкости). Эти методы просты и удобны, однако применение их связано с ограниченной плотностью тяжелых жидкостей обычно не более 3,6-4. Поскольку плотность подавляющего числа минералов также до 4 иммерсионные методы широко используются. Существуют и другие менее распространенные методы (механические, рациональные).

Механические свойства минералов обнаруживаются при механическом воздействии на них: при сжатии, растяжении и ударе. Так же, как и оптические свойства, они различны в разных направлениях и связаны с анизотропностью

кристаллов. К числу важнейших механических свойств относятся спайность и твердость.

С п а й н о с т ь — способность Кристаллов раскалываться по определенным кристаллографическим плоскостям с образованием блестящих поверхностей. Спайность может проявляться в одном, двух, трех, четырех и шести кристаллографических направлениях. Кристаллы слюды можно расщепить по спайности на тончайшие листочки - у нее спайность в одном направлении по пинакоиду (001). Ромбоэдрический кристалл кальцита легко раскалывается по трем направлениям (по ромбоэдру), тогда как в других направлениях спайные плоскости не образуются.

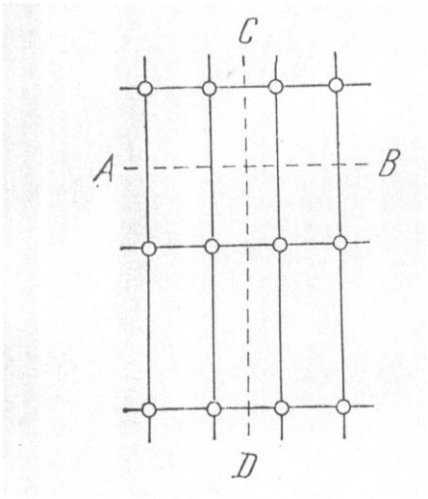


Рис. 31. Разрыв кристалла осуществляется легче по AB, чем по CD

Почему в одних направлениях кристаллы раскалываются по спайности, а в других нет? Причина спайности заключается в силе сцепления между материальными частицами кристалла, а последняя зависит от расстояния между частицами и от величины ионных зарядов, взаимодействующих между собой. Плоскости спайности должны быть параллельны плоским сеткам пространственной решетки с наибольшими межплоскостными расстояниями. Например, в плоской сетке, приведенной на рис. 31, разрыв кристалла по направлению AB будет легче, чем по CD или любому другому, так как силы сцепления между частицами будут меньше.

Для оценки спайности существует следующая шкала:

1. Спайность весьма совершенная – кристалл колется на тончайшие пластинки с зеркальной поверхностью (слюда, гипс).

2. Спайность совершенная — кристалл в любом месте колется по определенным направлениям, образуя ровные поверхности; неправильный излом получается крайне редко (кальцит, галит, галенит).

3. Спайность средняя - при расколе образуются как ровные спайные поверхности, так и неровные поверхности излома (полевые шпаты, роговая обманка).

4. Спайность несовершенная — ровные спайные поверхности редки, при разломе большей частью образуется неправильный излом (берилл, апатит).

5. Спайность весьма несовершенная - практически нет спайности, кристаллы имеют неровные поверхности излома при расколе (кварц, касситерит).

В различных направлениях спайность кристалла может быть одинаковой или разной по степени совершенства.

Минералы, не имеющие спайности или имеющие несовершенную спайность, раскалываются по неровным плоскостям излома.

По характеру этих поверхностей излом в минералах может быть неровный (самородная сера, апатит, касситерит), ступенчатый (полевые шпаты), занозистый (актинолит, тремолит), раковистый (кварц, халцедон, опал), крючковатый (самородные элементы - золото, медь, платина) и других видов.

Твердость. Под твердостью кристалла понимается его сопротивление механическому воздействию более прочного тела. Твердость кристаллов является их важным диагностическим признаком.

Существует несколько методов определения твердости. В минералогической практике принята шкала Мооса. Эталонами шкалы твердости Мооса являются следующие минералы, расположенные в порядке увеличения твердости.

1. Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$
2. Гипс $Ca[SO_4]\cdot 2H_20$
3. Кальцит $Ca[CO_3]$
4. Флюорит CaF_2
5. Апатит $Ca_5[PO_4]_3(F, C1)$
6. Полевой шпат (ортоклаз)К $[AlSi_3O_8]$
7. Кварц SiO_2
8. Топаз $A1_2[SiO_4](F, OH)_2$
9. Корунд $A1_2O_3$
10. Алмаз С

Необходимо отметить относительность шкалы Мооса: если тальк имеет твердость 1, а гипс твердость 2, то это не означает, что гипс в 2 раза тверже талька. То же самое можно сказать и относительно всех других минералов-эталонов. Твердость их условна, и при определении другими методами получены иные значения.

Определение твердости минералов производится методом царапания. Если, например, апатит (твердость 5) .царапает исследуемый минерал, а флюорит (твердость 4) не царапает его, то мы определяем твердость исследуемого минерала примерно как 4,5.

Эталоны шкалы Мооса могут заменить следующие предметы: лезвие стального ножа - твердость около 5,5, напильник — около 7, простое стекло - 5; минералы, имеющие твердость 2, легко чертятся ногтем. Точное определение твердости получают с помощью специальных приборов склерометров (твердомеров). В склерометре М. М. Хрущева и Е. С. Берковича твердость определяется по глубине вдавливания алмазной пирамидки квадратного сечения в исследуемый объект, что наблюдается под микроскопом. Для характеристики приводим величины твердости, полученные па склерометре для эталонных образцов минералов:

Тальк	2,4	Полевой шпат	795
Гипс	36	Кварц	1 120
Кальцит	109	Топаз	1 427
Флюорит	189	Корунд	2 060
Апатит	536	Алмаз	10060

Так же, как и спайность, твердость кристаллов обнаруживает анизотропию. Кристаллы алмаза, например, имеют наибольшую ретикулярную плотность на гранях октаэдра (111), меньшую на гранях ромбододекаэдра (110) и еще меньшую на гранях куба (100). В соответствии с этим твердость по граням октаэдра будет большей, чем по граням ромбододекаэдра, а грани куба будут иметь наименьшую твердость.

Очень характерны в этом отношении отмеченные выше кристаллы дистена, твердость которых на плоскости совершенной спайности вдоль удлинения равна 4,5, а поперек 6.

Оптические свойства. В естественном свете колебания электрического и магнитного векторов совершаются в каждый момент в различных направлениях, всегда перпендикулярных к направлению распространения световой волны (т. е. перпендикулярно к световому лучу). Такой свет носит название неполяризованного, или простого.

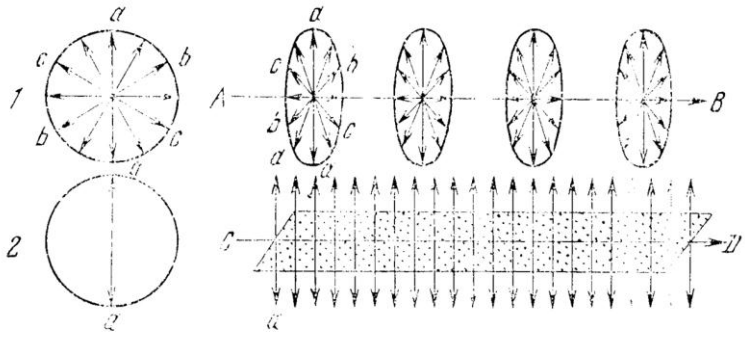


Рис. 32. Колебания естественного (1) и поляризованного (2) света

При прохождении через оптически анизотропную среду свет становится поляризованным. Колебания поляризованного света происходят лишь в одной плоскости, проходящей через направление движения световой волны. На рис. 32 показана схема колебаний естественного (неполяризованного) и поляризованного света.

Поляризация света происходит при прохождении через все кристаллы, за исключением кристаллов кубической сингонии; последние в оптическом отношении изотропны. Естественный свет, вступающий в кристалл (кроме кристаллов кубической сингонии), распадается на две световые волны, распространяющиеся с различными скоростями. Обе волны становятся поляризованными, причем плоскости их колебаний взаимно перпендикулярны. Это явление называется двупреломлением, или двойным светопреломлением. Двупреломление было открыто Бартолином в 1669 г. и в дальнейшем изучено Х. Гюйгенсом.

Наиболее сильно двупреломление выражается в кристаллах исландского шпата (оптического кальцита). Если положить прозрачный кристалл исландского шпата на бумагу с какой-либо надписью, то сквозь него будут отчетливо видны две надписи, одна более четкая, другая более слабая. Чем толще кристалл, тем дальше будет одна надпись от другой.

В кристаллах тригональной, тетрагональной и гексагональной сингоний имеется только одно направление, по которому не происходит двойного светопреломления. Это направление называется оптической осью, оно совпадает с осью симметрии высшего порядка. Поэтому кристаллы средних сингоний называются оптически одноосными. В кристаллах триклинной, моноклинной и ромбической сингонии имеются два направления, по которым не происходит двойного светопреломления; они в оптическом отношении двуосны.

В изотропной среде и в кристаллах кубической сингоний свет распространяется по всем направлениям с одинаковой скоростью. Поверхность световой волны в этом случае имеет форму шара.

В кристаллах средних сингоний скорость распространения световых волн различна. Световая волна, распространяющаяся с одинаковой скоростью во всех направлениях, называется обыкновенной, а распространяющаяся в различных направлениях с различной скоростью — необыкновенной. Поверхностью первой световой волны является шар, а второй — эллипсоид вращения. Таким образом, поверхность световой волны для кристаллов средних сингоний представляет собой шар, вписанный в эллипсоид, пли шар, описанный вокруг эллипсоида. В кристаллах низших сингоний вообще нет обыкновенных волн, все волны здесь распространяются с различными скоростями, а общая поверхность световой волны более сложная.

Оптические свойства кристаллов широко используются в минералогии и петрографии для изучения минералов и горных пород. Оптический метод

исследования основывается па изучении оптических свойств кристаллов (двойного светопреломления, показателей преломления и др.) при помощи поляризованного света.

Цвет. Прежде всего, при изучении любого минерала обращает на себя внимание его цвет.

Минералы могут иметь самые различные цвета и оттенки. Одни минералы имеют определенный цвет, по которому можно их безошибочно определить, например красная киноварь, золотистый пирит, зеленый малахит, синий лазурит. Другие минералы, такие, как турмалин, берилл, гранат, флюорит, кварц могут быть различно окрашенными. Турмалин бывает черным, розовым, зеленым, бесцветным. Встречаются и такие турмалины, которые имеют разный цвет в одном и том же кристалле: один конец розовый, середина белая, другой конец зеленый. Это так называемые полихромные (многоцветные) турмалины.

Цвет минералов зависит от их внутренней структуры, от механических примесей и главным образом от присутствия элементов-хромофоров, т. е. носителей окраски. Известны многие элементы-хромофоры, таковы Cr, V, Ti, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, U, Mo и некоторые другие. Эти элементы могут быть в минерале главными, ведущими, например, Cu в малахите или Mn^{2+} в родоните, они образуют собственную окраску этих минералов, соответственно зеленую и розовую. С другой стороны, элементы-хромофоры могут быть в виде примесей. Примесь хрома, например, вызывает зеленую окраску в изумруде (разновидность берилла) и фуксите (разновидность мусковита), красную окраску в рубине (разновидность корунда) и пиропе (минерал из группы гранатов). Однако для многих минералов причины окраски еще неясны.

Умение правильно определить цвет минералов очень важно для геолога-поисковика. Зеленые и синие примазки малахита и азурита указывают на нахождение медных руд, розовее порошковатые налеты - на руды кобальта, бурые и ржавые окраски гидроокислов железа дают возможность сделать вывод о нахождении зоны окисления рудного месторождения. А. Е. Ферсман писал по поводу цвета минералов: «Особенно внимательно должен подумать о цвете минералов геохимик-разведчик, полевой исследователь, для которого окраска минералов является первым признаком находки месторождения полезных ископаемых и опытный глаз которого дороже всего» (А. Е. Ферсман «Занимательная геохимия»). Он выделял следующие цвета (окраски) минералов.

1. Идиохроматические окраски (собственные), вызванные содержанием хромофоров или структурными факторами; например дефектами в структуре минералов.
2. Аллохроматические окраски, вызванные наличием механических примесей, обычно микровключений других минералов (например, буро-коричневый авантюрин — кварц, содержащий тонкорассеянные чешуйки железной слюдки — гематита Fe_3O_4).
3. Псевдохроматические окраски, связанные с рассеянием света, интерференцией световых волн (побежалость, иризация, опалесценция).

Побежалость пестрая или радужная, окраска приповерхностного слоя. Она объясняется появлением тонких поверхностных пленок за счет изменения, например окисления, минералов. Яркие фиолетовые и синие отливы побежалости характерны для минерала борнита Cu_5FeS_4, называемого также пестрой рудой. Желтая или пестрая побежалость свойственна халькопириту $CuFeS_2$, а темно-синяя — антимониту Sb_2S_3.

Иризация и опалесценция (характерные цветные переливы) типичны, например, для лабрадора и опала.

Цвет черты. Минералы, твердость которых невелика, оставляют черту на неглазурованной фарфоровой пластинке. Цвет черты, или цвет минерала в порошке может отличаться от цвета самого минерала. Так, черные по внешнему виду гематит, хромит, сфалерит оставляют соответственно вишнево-красную, желтую и темно-коричневую черту. Золотистый пирит и некоторые другие минералы не черного цвета дают темную черту.

Блеск. Различают минералы с металлическим и неметаллическим блеском (иногда выделяют еще металловидный блеск гематит и др.). Металлический блеск имеют те минералы (независимо от их окраски), которые дают черную черту на неглазурованной фарфоровой пластинке. Неметаллический блеск характерен для минералов, дающих любую цветную или белую черту. Исключением являются только самородные элементы (золото, серебро, медь) и некоторые сульфиды (халькопирит), которые дают цветную черту, хотя относятся к минералам с металлическим блеском.

Среди неметаллических блесков обычно различают: алмазный — алмаз, киноварь, касситерит, рутил, циркон; стеклянный — кварц, флюорит, корунд, шпинель, сфалерит, дистен, гранаты, многие сульфаты и карбонаты; восковый - кремень, халцедон, галлуазит, гарниерит; жирный - нефелин, шеелит, сера (в изломе); шелковистый — хризотил-асбест, гипс-селенит, волокнистый малахит, серицит; перламутровый - пластинчатый гипс; смолистый - уранинит, ортит.

Электрические свойства. Большое практическое значение имеют электрические свойства кристаллов (пиро- и пьезоэлектричество).

Пироэлектричество - электричество, возникающее в кристаллах в связи с изменением температуры. Конечно, возникновение электрических зарядов происходит только на концах кристаллов — диэлектриков. Пироэлектрические свойства проявляются только у тех кристаллов, которые не имеют центра симметрии. Наиболее сильно это свойство проявляется у кристаллов турмалина.

Пьезоэлектричество - электричество, возникающее в кристаллах при растяжении пли сжатии (прямой пьезоэлектрический эффект). Если сжимать кристалл, па его концах могут возникнуть электрические заряды, при растяжении этого же кристалла на тех же концах также, возникнут электрические заряды, но противоположные по знаку.

Пьезоэлектричество возможно лишь в тех кристаллах, которые имеют полярные оси, т. е. такие оси, противоположные концы которых нельзя совместить друг с другом имеющимися на данном кристалле элементами симметрии. Естественно, это будут кристаллы тех видов симметрии, которые не имеют центра симметрии

Хотя возникающие на гранях кристаллов пиро- и пьезоэлектрические заряды очень малы, их величину все же можно замерить.

Если к кристаллу, обладающему пьезоэлектрическими свойствами, приложить переменное электрическое поле, то он будет сжиматься и растягиваться (обратный пьезоэлектрический эффект). Последнее свойство имеет особенно большое практическое применение. Оно используется для подводной связи, измерения морских глубин, передачи направленных радиосигналов, стабилизации длины волны радиоустановок, для измерения давления в стволах орудий при выстреле и в цилиндрах двигателей, для получения ультразвука и т. д.

Из природных кристаллов - пъезоэлектриков наибольшее применение находят прозрачные кристаллы горного хрусталя или пьезокварца, а из искусственных - кристаллы сегнетовой соли и некоторых других соединений. Ввиду недостатка природного сырья кристаллы пьезокварца выращивают искусственно.

Магнитность. Это свойство характерно для немногих минералов. Наиболее сильными магнитными свойствами обладает магнетит, или магнитный железняк, $FeFe_2O_4$, меньшими - пирротин $Fe_{1-x}.S$. Эти минералы притягивают магнитную стрелку, а магнетит может удерживать небольшие металлические предметы.

Минералы, обладающие сильным полярным магнетизмом, называются ферромагнитными. Многие другие железосодержащие минералы (ильменит, пироксены и др.) характеризуется гораздо более слабым магнетизмом, их называют парамагнитными. И наконец, есть минералы, обладающие слабой отрицательной магнитной восприимчивостью, они слегка отталкиваются магнитом, их называют диамагнитными (кальцит, кварц, галит, графит, самородное золото, серебро, висмут).

Магнитные свойства важны для диагностики минералов. При минералогических исследованиях по этим свойствам производится разделение минералов на фракции.

Некоторые минералы, содержащие железо, приобретают магнитные свойства только после прокаливания в восстановительных условиях, другие проявляют их лишь под воздействием электрического поля (например, пирит).

Магнитность мелких зерен минерала проверяют притяжением их к магниту.

Люминесценция. Некоторые минералы при воздействии на них ультрафиолетовых, катодных или рентгеновых лучей могут излучать свет («холодное свечение»). Это излучение носит название люминесценции.

Минералы люминесцируют также при растрескивании, расщеплении (триболюминесценция), нагревании (термолюминесценция). По длительности свечения различают: флюоресценцию — свечение, прекращающееся после прекращения действия возбудителя, и фосфоресценцию - свечение, продолжающееся некоторое время после прекращения возбуждения.

Один и тог же минерал может люминесцировать разными цветами и обнаруживать люминесценцию разного рода. Особенно интенсивную люминесценцию минералов можно видеть в ультрафиолетовых лучах. Флюорит в них светится фиолетовым цветом, отунит — зеленым, шеелит - голубым, корунд - малиново-красным, кальцит - оранжево-желтым и т. д.

Люминесценция минералов имеет большое практическое значение для поисковых работ. Облучение забоев, образцов пород и руд, шлихов помогает установить присутствие в них алмаза, урановых минералов, шеелита, циркона и других полезных ископаемых.

Радиоактивность. Радиоактивностью называется превращение неустойчивых изотопов одного химического элемента в изотопы другого с изучением элементарных частиц. Радиоактивностью обладают минералы, содержащие радиоактивные элементы, в первую очередь [г]ран, радий и торий.

Определение радиоактивности производится при помощи различных электроскопов, ионизационных камер и других приборов. Действие их основано на определении ионизации воздуха, вызываемой радиоактивным распадом элементов. Урановые минералы сильно действуют также на фотографическую пластинку. Если на фотопластинку положить на некоторое время штуф с минералами урана, то при проявлении пластинки на ней появятся черные пятна, соответствующие местам, где находились эти минералы.

Радиоактивность находит широкое применение при поисках урановых руд и при определении абсолютного возраста горных пород. Зная количество конечных продуктов распада урана — свинца и гелия - и скорость этого распада, можно достаточно точно вычислить абсолютный возраст горных пород, содержащих урановые минералы.

Некоторые минералы, содержащие радиоактивные элементы, испытывают структурные изменения, вызываемые α-частицами при радиоактивном распаде. Благодаря этому минералы, обладающие кристаллографическими очертаниями и не относящиеся к кубической сингонии (например, ортит, циркон и др.), становятся о временем изотропными, приобретают раковистый излом, характеризуются более низким удельным весом, аномальным количеством адсорбированной воды и другими признаками. Это так называемые метамиктные минералы, образующиеся в результате метамиктного распада, т. е. процесса, в результате которого минерал с кристаллической структурой становится аморфным.

При нагревании метамиктные минералы снова переходят в кристаллическое состояние, что приводит к уменьшению их объема и увеличению плотности.

Из прочих физических свойств минералов можно отметить растворимость в воде и в кислотах, плавкость, хрупкость, ковкость, гибкость, упругость, а в некоторых случаях запах, горючесть, вкус и другие свойства. Некоторые из них интересны для диагностики минералов.

Под хрупкостью в минералогии понимается свойство крошиться под давлением или при ударе. Так, например, самородная сера и алмаз - очень хрупкие минералы, а самородное золото, медь, серебро — очень ковкие минералы. Ковкость их проявляется в том, что они могут быть легко расплющены на топкие пластинки. Хрупкость у блеклых руд и ковкость у халькозина являются диагностическими признаками этих сульфидов.

Гибкость (свойство изгибаться) характерна для многих минералов. Так, гибкие листочки имеют кристаллы молибденита, хлоритов, талька, гидрослюд, но только у обычных ел од (мусковита, биотита и других) листочки в то же время и упругие, — они восстанавливают первоначальное положение при снятии напряжения. Хризотил-асбест также имеет гибкие волоконца в отличие, например, от хрупкого волокнистого гипса (селенита).

МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ.

План

1. *Понятие морфологии минералов.*
2. *Морфология минералов.*

Минералы в природе встречаются как в виде отдельных монокристаллов, так и в виде закономерных сростков - двойников и незакономерных сростков-агрегатов.

1. Морфологические особенности монокристаллов. В зависимости от условий кристаллизации из одного и того же вещества могут образоваться кристаллы, по внешней форме сильно отличающиеся друг от друга. Внутренняя же их структура, естественно, всегда неизменна.

В природе встречаются весьма разнообразные формы кристаллов одного и того же минерала. На кристаллическом индивиде минерала появляются, развиваясь преимущественно неравномерно, различные грани; соответственно этому кристаллы приобретают разнообразный облик: или они равномерно развиты по различным направлениям (изометрические формы), или же образуют таблитчатые, пластинчатые, игольчатые, волокнистые, скелетные, дендритообразные и иные формы.

2. Морфология агрегатов. Особенно часто минералы встречаются в виде случайных незакономерных сростков. Агрегаты могут состоять из кристаллов как одного минерала (м о н о м и н е р а л ь н ы е агрегаты), так и нескольких (п о л и м и н е р а л ь н ы е агрегаты).

Если формы агрегатов не укладываются в общеизвестные названия, то им присваивают названия, вытекающие из их сходства с тем или иным предметом (например, грушевидные, червеобразные, сосцевидные, почковидные и т. д.).

Ниже дано краткое описание наиболее характерных видов агрегатов.

Д р у з ы. Сростки хорошо сформированных кристаллов, разных по высоте и различно ориентированных, но прикрепленных одним концом к общему плоскому или вогнутому основанию, называются друзами. Если тесно соприкасающиеся кристаллы в друзе наросли на плоскую поверхность и более или менее параллельны друг другу, то такие агрегаты называют г р е б е н ч а т ы м и («гребенками»), щ е т к о в и д н ы м и («щетками») или к р и с т а л л и ч е с к и м и к о р к а м и в зависимости от размеров кристаллов.

С е к р е ц и и — это минеральные образования, заполняющие пустоты в горных породах. Заполнение пустот происходит в результате постепенного отложения веществ на их стенках от периферии к центру. Секреции небольших размеров (до 10 мм в поперечнике) обычно целиком заполнены минеральным веществом; их называют м и н д а л и н а м и.

Внутри крупных секреций нередко сохраняется полость, стенки которой покрыты друзами кристаллов или натечными образованиями, называемыми ж е о д а м и (рис. 34д).

Жеоды характерны для кварца — SiO_2 (горный хрусталь, аметист), кальцита ($CaCO_3$), агата (SiO_2), халцедона (SiO_2), гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$).

Шаровидные образования, весьма распространенные в разнообразных горных породах, различаются по величине и строению отдельных шариков. Ниже перечислены наиболее характерные из них.

К о н к р е ц и и (с т я ж е н и я, ж е л в а к и) - образования округлой (шарообразной, яйцевидной) или иногда неправильной формы, имеющие обычно радиальнолучистое или, реже скорлуповатое строение. Отложение вещества здесь происходит от центра к периферии (отличие от секреции). Они возникают в результате отложения вещества вокруг определенных центров преимущественно в осадочных горных породах: песчаниках, глинах, фосфоритах. В виде конкреций встречаются так же марказит (FeS_2), сидерит ($FeCO_3$), гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) (рис. 34,е).

Размеры конкреций колеблются от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и даже метров (редко) в поперечнике.

О о л и т ы (я й ц е в и д н ы е к а м н и) - сферические образования небольших размеров, имеющие концентрически-скорлуповатое строение. Поперечное сечение отдельных шариков колеблется от долей миллиметра до 5 мм. Обычно оолиты сцементированы друг с другом в горные породы (оолитовые известняки). Оолиты типичны для пиролюзита (MnO_2), кальцита ($CaCO_3$) и арагонита ($CaCO_3$). В зависимости от размеров отдельных оолитов их иногда называют и к р я н ы м и или г о р о х о в ы м и к а м н я м и (рис. 33е).

П с е в д о о л и т ы (б о б о в и н ы) - образования, по форме аналогичные оолитам, но не имеющие концентрически скорлуповатого строения. Они характерны, например, для бурого железняка - $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ (бобовые болотные руды).

С ф е р о л и т ы - шарообразные тела радиальнолучистого строения, обычно возникающие в результате кристаллизации природных вулканических и технических

стекол и некоторых гелей. В виде сферолитов обычно встречается также гидроборацит ($MgCa[B_6O_{11}]\cdot 6H_2O$).

Сферолиты могут образоваться тремя способами:

а) путем нарастания на какие-либо более или менее округлые посторонние тела;

б) путем кристаллизации сконцентрированных в определенных точках различно ориентированных зародышей, причем, согласно закону геометрического отбора, свободно расти будут только зародыши, расположенные на периферии; остальные зародыши не смогут свободно расти, так как они будут упираться друг в друга;

в) путем роста расщепленных кристаллов; обычно расщепление кристалла начинается с противоположных его концов, в результате чего он сперва приобретает форму связки, затем снова и, наконец, если расщепление идет по разным направлениям, сферолита. Иногда расщепление кристалла наблюдается лишь в начале его роста, а затем идет рост обычных кристаллов. Так возникают разнообразные радиальнолучистые, сноповидные, веерообразные агрегаты. К ним же относятся типичные для турмалина «солнца» (радиальнолучистые агрегаты). Многие минералы в результате расщепленного роста их кристаллов приобретают формы специфических почковидных агрегатов (малахит – $CuCO_3\cdot Cu(OH)_2$, халцедон-—SiO_2, гематит (Fe_2O_3).

Д е н д р и т ы - древовидные агрегаты, напоминающие листья папоротника, ветви дерева. Они образуются преимущественно вследствие осаждения минерального вещества из растворов в тонких трещинках горных пород или вязком веществе (в мокрой глине). Так возникают дендриты гидроокислов железа. Они также характерны для ковких самородных металлов - меди и серебра.

Н а т е ч н ы е ф о р м ы - плотные массы, часто с весьма причудливыми очертаниями: почковидные (малахит $CuCO_3\cdot Cu(OH)_2$, червеобразные (кальцит – $CaCO_3$), сосулькообразные - сталактитовые и сталагмитовые (кальцит, лед) (рис. 34 ж,к).

Почковидные формы с неметаллическим блеском, имеющие одновременно радиальнолучистое и концентрически скорлуповатое строение, называются с т е к л я н н ы м и г о л о в а м и (например, красная стеклянная голова, характерная для гематита - Fe_2O_3).

Натечные формы образуются по-разному: либо за счет раскристаллизации гелей (метаколлоидные, коломорфные образования), либо путем постепенного обволакивания, нарастания нового вещества на уже отложенное вещество минерал; из протекающих растворов.

З е р н и с т ы е а г р е г а т ы - агрегаты, сложенные кристаллическими зернами. В зависимости от величины зерен такие агрегаты могут быть (рис. 33а):

весьма крупнозернистыми (средний размер зерен больше 10 мм в поперечнике);

крупнозернистыми (от 5 до 10 мм);

среднезернистыми (от 1 до 5 мм, зерна легко различимы невооруженным глазом);

тонкозернистыми (до 1 мм, зерна различимы только с помощью лупы или микроскопа в шлифах);

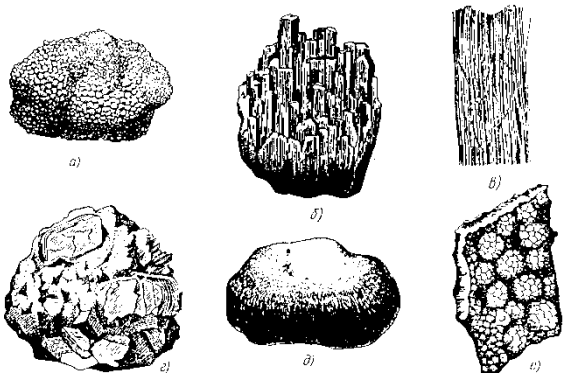


Рис. 33. Внешний вид (облик) минералов:
а – зернистый (сера); б – шестоватый (роговая обманка); в – волокнистый (асбест); г – пластинчатый (мусковит); д – плотный (лимонит); е – оолитовый (опал)

весьма тонкозернистыми, или плотными, в которых отдельные зерна нельзя различить даже в лупу (на глаз масса минерала кажется однородной; отдельные зерна различаются только в микроскоп).

В виде плотных масс встречаются, например, магнетит - $FeFe_2O_4$, кварц – SiO_2, доломит - $CaMg(CO_3)$ (рис. 34з).

В зависимости от формы зерен из зернистых агрегатов выделяют:

собственно зернистые, когда агрегат сложен зернами более или менее изометричной формы (апатит – $Ca_5(PO_4)_3C1$, F, корунд - $A1_2O_3$);

листоватые, пластинчатые, чешуйчатые (барит - BaSO4) (рис. 33г);

шестоватые, игольчатые и волокнистые (селенит - $CaSO_4 \cdot 2H_20$) (рис. 33 б,в).

Зернистые агрегаты имеют наибольшее распространение. К ним, например, относятся все полнокристаллические магматические и метаморфические горные породы.

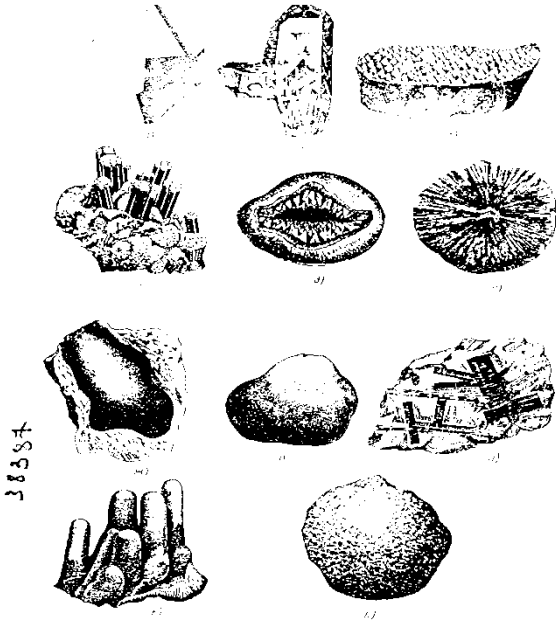


Рис. 34. Формы нахождения минералов в природе:
а- единичный кристалл (кварц); б – двойник (горный хрусталь); в – щетка (кварц); г – друза (турмалин); д – жеода (аметист); е – конкреция (пирит); ж – натек (опал); з – плотная масса (магнетит); и – вкрапления в породу (кианит); к – сталактит (кальцит); л – землистая масса (каолин)

Землистые агрегаты - мягкие, мучнистые образования, по внешнему виду напоминающие рыхлую почву Они состоят из мелких рыхло упакованных кристаллов или представляют собой аморфные формы минералов; легко распираются между пальцами. Землистые массы черного цвета называют сажистыми (гидроокислы марганца), а бурого или желтого — охристыми (гидроокислы железа) (рис. 34л).

Налеты и примазки — тонкие пленки минералов на поверхности других минералов или горных пород. Примером могут служить примазки медной зелени и сини (малахита и азурита) на горных породах (песчаниках и известняках) и. и тонкие пленки гидроокислов железа на кристаллах кварца.

Кольца Лизеганга — ритмически перемежающиеся полосчатые образования, возникающие в результате осаждения каких-либо соединений при диффузии в гелевых средах (агат — SiO_2).

В зависимости от условий образования один и тот же минерал может быть

представлен вышеописанными формами.

Псевдоморфозы

Как было установлено выше, каждый минерал кристаллизуется в определенной сингонии и дает кристаллы определенной и постоянной формы. Некоторые минералы встречаются в кристаллических формах, не присущих данному соединению, и дают кристаллы нехарактерной для данного минерала формы – ложные формы, или псевдоморфозы. Различают два вида псевдоморфоз: псевдоморфозы превращения и псевдоморфозы вытеснения.

Псевдоморфозы превращения характеризуются тем, что вещественный состав одного минерала заменяется вещественным составом другого минерала, причем сохраняется часть химических элементов, входящих в состав первого минерала. Часто наблюдаются псевдоморфозы превращения лимонита по пириту и по сидериту.

Лимонит – минерал аморфный, но иногда встречается в виде хорошо образованных кристаллов: кубов, ромбов и т.д. Все эти формы для лимонита являются ложными. Образование их объясняются тем, что пирит и сидерит в поверхностных условиях легко химически видоизменяются и постепенно превращаются в лимонит.

Коллоидные растворы и их свойства. Коллоидные растворы называют иногда псевдорастворами или золями. В зависимости от характера дисперсионной среды различают: аэрозоли (среда - газ), лизоли (среда - жидкость) и кристаллозоли (среда - твердое тело).

В природе коллоидные растворы образуются в результате измельчения вещества (например, при механическом истирании пород в движущемся потоке воды) или вследствие соединения ионов или молекул при различных химических и физико-химических процессах и образования молекул или групп молекул больших размеров. Такие явления происходят часто при процессах окисления, восстановления или гидролиза. Например, при окислении сероводородных источников образуется коллоидная самородная сера; при восстановлении сульфатных растворов меди происходит образование коллоидного ковеллина, а в результате гидролиза различных соединений алюминия и железа образуются коллоидные $A1(OH)_3$ и $Fe(OH)_3$.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Свойства минералов».

1. Что такое изоморфизм? Приведите примеры минералов, представляющих изоморфную смесь.
2. В чем причина изоморфизма?
3. Что такое полиморфизм?
4. Перечислите важнейшие физические свойства минералов.
5. Какие плотности имеют минералы?
6. Что такое спайность? Ее причины.
7. Как оценивается спайность? Шкала спайности.
8. Назовите минералы шкалы твердости Мооса.
9. Каким бывает излом минералов?
10. Что такое двупреломление? На каких кристаллах оно хорошо заметно?
11. Приведите примеры минералов. Характеризующихся одним цветом, и минералов, имеющих различную окраску.
12. Каковы причины окраски минералов?
13. Что такое побежалость? Для каких минералов она характерна?

14. Как различаются минералы по блеску? Приведите примеры.
15. Что такое пироэлектричество и пьезоэлектричество?
16. В каких кристаллах возможно возникновение пьезоэлектричества? Практическое значение пьезоэлектричества.
17. Как определяются магнитные свойства минералов?
18. Что такое люминесценция? Какие минералы обнаруживают люминесценцию?
19. Какие минералы обладают радиоактивностью?

Рекомендуемые контрольные вопросы
к теме «Морфология минералов

1. Какой облик могут иметь минералы?
2. Что называется минеральным агрегатом?
3. Какие существуют агрегаты минералов?
4. Что такое друза? Приведите примеры.
5. Что такое конкреция и секреция? Приведите примеры
6. Что такое дендрит?
7. Какие минералы встречаются в форме оолитов?
8. Приведите примеры натечных форм минералов?
9. Что такое псевдоморфоза и параморфоза? Приведите примеры

Тема 1.4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

План

1. *Понятие генезиса, общая характеристика эндогенных и экзогенных процессов минералоообразования.*
2. *Эндогенные процессы минералообразования:*
   а) собственно магматический процесс;
   б) пегматитовый процесс;
   в) гидротермальный процесс;
   г) пневматолитовый процесс.
3. *Метаморфический процесс минералообразования.*

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ.

Минералообразование непосредственно из магмы

По мере остывания в магме начинаются процессы дифференциации, т. е. процессы, ведущие к разделению составных частей магмы. Еще в жидком состоянии происходит отделение расплавленных сульфидов и частично окислов. Аналогичный процесс совершается при плавке сульфидных руд и носит название ликвации. Таким путем отщепляются от магматического расплава сернистый никель (петландит) и сернистое железо (пирротин), дающие иногда крупные промышленные скопления.

По мере остывания наступает и кристаллизация магмы, причем отдельные минералы в закономерной последовательности выпадают из магматического расплава: одни опускаются в более глубокие зоны магматического очага, другие всплывают ближе к поверхности.

Такое изменение состава магматического расплава получило название кристаллизационной дифференциации. Выделившиеся кристаллы могут при понижении температуры давать новые соединения, реагируя с расплавом,

сильно усложняя картину минералообразования (см. принцип реакции минералов с магмой).

В конечных стадиях процесса кристаллизации магмы в остаточном расплаве концентрируются летучие составные части - преимущественно вода. Растворимость летучих веществ в магме ограничена и, как показали экспериментальные исследования, не превышают 10 — 12% при тех давлениях, которые мыслятся на глубинах магматических очагов. При пересыщении магмы летучими наступает бурное их выделение - кипение и вырывающиеся летучие вещества, находясь в состоянии надкритического[1] пара или «флюида», уносят в растворе многие вещества магмы, особенно кремнезем и калиевые соединения. Такие флюиды могут задерживаться в застывающей породе и вызывать в них реакции минералообразования. Так, по-видимому, возникают пегматитовые жилы. В других случаях флюиды устремляются в области более низкого давления - в крупные трещины или пропитывают породы по мельчайшим волосным трещинам. Этого рода процессы вызывают образование пневматолитовых минералов или обусловливают явления контактового метаморфизма.

Наконец, на своем пути в земной коре магма растворяет — ассимилирует — боковые породы, обогащаясь материалом этих пород: кальцием, если порода известковая, алюминием, водою, если порода глинистая, и кремнеземом, если порода песчанистая.

Выделяющиеся из застывающей магмы газы и пары воды постепенно охлаждаются и на некотором расстоянии от магматического очага, сначала очень значительном, а по мере остывания магмы все ближе и ближе к ней,— превращаются в перегретые водные растворы. Из них в трещинах и пустотах земной коры откладываются многочисленные минералы гидротермального происхождения, в том числе минералы рудных жил, месторождения которых чаще всего имеют линейную форму, соответствующую трещинам в земной коре.

Процессы минералообразования в рудных жилах идут при различных температурах и давлении в зависимости от глубины и удаленности от интрузивного тела; в одних случаях наблюдается простое заполнение трещин и пустот, в других минеральные растворы вступают, кроме того, во взаимодействие с минералами вмещающих горных пород.

Минералообразование в области контактов

Охлаждение и затвердевание внедрившейся в твердую оболочку магмы представляет процесс очень медленный, зависящий от величины магматической массы и глубины ее залегания. Во время остывания летучие вещества магмы при температурах от 300 до 800°С вступают в реакцию с окружающими породами, вызывая в них явления контактового метаморфизма с образованием ряда весьма характерных минералов.

При этом известняки и доломиты превращаются в скарны - контактово-метаморфические образования, происшедшие в результате воздействия на них газов и паров вещества самой магмы, особенно ее кремнезема и глинозема.

---

[1] *Т.е. обладающего температурой выше критической температуры воды (около 400^0)*

Рис. 35. Схематический разрез области контактов.

Первоначально это влияние магмы на окружающие ее породы исключительно тепловое; но затем, как только поверхностные части магмы начнут затвердевать, из ее глубин по трещинам выделяются газы и пары, славным образом соединения различных металлов.

Образующиеся выделения металлических руд располагаются обычно среди измененных пород, окружающих магматическое тело, частью непосредственно у самого контакта, частью на более или менее значительном расстоянии от него (рис.35).

При участии таких процессов образовались месторождения железных руд, преимущественно магнитного железняка, например гора Магнитная на Южном Урале.

Гидротермальное минералообразование

По мере постепенного застывания магмы газообразные составные части ее и пары воды сгущаются и превращаются в горячие водные растворы, которые образуются сначала на некотором расстоянии от горячего магматического тела, постепенно подвигаясь все ближе к нему. Из этих растворов, циркулирующих по трещинам и порам горных пород, образуется ряд минералов, гидротермального происхождения, к которым принадлежат и минералы рудных жил.

Водные растворы, циркулирующие по трещинам при высоком давлении и температуре, нередко сильно изменяют боковые породы

При выделении минералов из горячих водных растворов наблюдаются два типа минералообразования, существенно отличающихся друг от друга.

В большинстве случаев отложение минералов происходит в трещинах, порах, вообще в готовых уже пустотах: это — тип заполнения пустот; при этом образующиеся месторождения имеют более или менее ясно выраженную линейную форму рудных жил. Если при этом и наблюдается изменение боковых пород и образование в них новых минералов, то эти процессы имеют второстепенное значение.

Реже наблюдается, что растворы, циркулирующие по горным породам, в особенности по малоустойчивым химически известнякам и доломитам, растворяют частицы последних и замещают их частицами руды и сопровождающих ее минералов. Развиваются процессы метасоматоза, и получаются метасоматичсские месторождения.

В зависимости от глубины залегания и близости к магматическому очагу различают
глубинные жилы (гипотермальные), жилы средней глубины (мезотермальные) и поверхностные жилы (эпитермальные).

В жилах разных типов минералообразование идет различными путями, в зависимости от господствующей температуры и давления.

Г л у б и н н ы е ж и л ы образовались на глубине 3—4 *км,* а часто и на большей глубине, при температурах от 300 до 375° и давлении в несколько сот атмосфер.

В жилах средней глубины процессы минералообразования идут при температурах от 200 до 300^0 и при давлении от 140 100 *ат.* Из рудных минералов в них преобладают главным образом сернистые соединения - пирит, медный колчедан, свинцовый блеск, цинковая обманка и блеклые руды. Из самородных элементов обычны золото и серебро. Жильным минералом, в котором включены руды, является главным образом кварц, но также обычны и карбонаты - кальцит, доломит и, реже, плавиковый шпат и барит.

Процессы метасоматоза в особенности типичны для жил средней глубины, причем, при сильном развитии их, месторождения приобретают форму неправильных выделений в земной коре, заполненных обломками боковых пород, которые соединены цементом из рудных минералов.

Минералообразование в пневматолитовых жилах и пегматитах

В последних стадиях кристаллизации магмы в остаточных расплавах накапливаются пары поды, частью диссоциированные на H и OH, HF, HCl, H_2S и летучие соединения B, P, S и C. Если эти газы пробиваются по трещинам в периферические части затвердевшей магмы и проникают на некоторое расстояние в боковые породы, они вызывают образование ряда типичных минералов, например оловянного камня и ряда других, называемых минералами пневматолитовых жил. Эти жилы имеют вытянутую форму, соответствующую трещинам во вмещающих породах, а также и в самом интрузивном теле.

Газообразные составные части магмы, называемые м и н е р а л и з а то р а м и, оказывают особо благоприятное влияние на кристаллизацию минералов из магм, уменьшая вязкость расплава и понижая температуру затвердевания. Они способствуют развитию ряда минералов, которые не могли бы выделиться из магмы, лишенной минерализаторов.

Минерализаторы действуют и на боковые породы, вызывая в них сильные и характерные изменения. Такие процессы известны в особенности в месторождениях оловянного камня. Реакция образования оловянного камня протекает в схеме так:

$$\underset{\text{летучее соединение}}{SnF_4} + \underset{\text{пары воды}}{2H_2O} = \underset{\text{оловянный камень}}{SnO_2} + \underset{\text{фтористый водород}}{4HF}$$

Остаточная магма имеет более низкую температуру, чем первоначальная, в иных случаях — даже ниже 600°. Из нее выделяется большое количество флюидов — надкритических газов-растворов, дающих образования, называемые пегматитами и обычно имеющими формы жил неравномерной мощности. У поверхности застывания магмы упругие газы минерализаторов образуют многочисленные пустоты, в которых свободно растут крупные кристаллы. Благодаря этой физико-химической обстановке обычные породообразующие минералы — полевые шпаты, кварц, слюды достигают и пегматитовых жилах очень крупных размеров и часто образуют прекрасные кристаллы.

Так, в Карелии была заложена выработка в одном кристалле микролина; (в Южной Дакоте (США) кристаллы сподумена Li Al Si_2O_6, похожие на древесные

стволы, достигают 12 м в длину. Кристаллы горного хрусталя в несколько десятков сантиметров длиной не представляют редкости.

Минералообразование при вулканической деятельности

Лава вулканов представляет магму, поднявшуюся из глубин, по вулканическому кратеру или по трещинам и застывшую на поверхности земли. Среди лавы нередко встречаются в виде включений хорошо образованные кристаллы многих силикатов.

Кроме того, при поднятии лапы из глубин на поверхность земли, в область меньшего давления, растворенные в ней пары и газы освобождаются и бурными струями выбрасываются наружу.

Газообразные продукты вулканических извержений, главным образом водяной пар, Co_2 H_2S, HCl, HF и $FeCl_2$, вступая в реакцию друг с другом и с газами атмосферы, дают начало различным минералам, отлагающимся в вулканических трещинах и по краям кратеров.

Таким образом, из H_2S и SO_2 получается сера, оседающая желтовато-белыми выцветами и кристаллами в трещинах застывшей лавы и по стенкам кратеров; при подобных же условиях из паров хлорного железа и воды образуется железный блеск Fe_2O_3.

Пегматитовый процесс. Пегматиты - крупнозернистые и гигантозернистые жильные тела, близкие по составу тем интрузиям, с которыми они пространственно связаны и от которых отличаются формой, строением и иногда наличием ряда редкометальных и редкоземельных минералов.

Форма пегматитов преимущественно жильная, линзообразная; иногда встречаются неправильные, нередко ветвящиеся образования, а также штоки. Залегают пегматиты как в интрузивных породах, так и в породах кровли - - в гнейсах и кристаллических сланцах. Тесная пространственная связь пегматитов с интрузивными породами доказывает их генетическое родство. Пегматиты обычно удалены не более чем на 1—2 км от интрузивных пород.

Подавляющее число пегматитов связано с гранитами (гранитные пегматиты), реже встречаются пегматиты, связанные с щелочными магматическими породами (щелочные пегматиты) и основными породами (габбро—пегматиты).

Минеральный состав гранитных пегматитов сходен с минеральным составом гранитов. Главными минералами являются полевые шпаты (микроклин, плагиоклазы), кварц и слюды (мусковит, биотит), часто встречается турмалин. Для пегматитов характерны берилл, касситерит, сподумен, танталит, колумбит, минералы редких земель и др.

Таким образом, пегматиты чрезвычайно интересны в практическом отношении. Они являются единственным источником слюды-мусковита, источником редких металлов - лития, бериллия, олова, цезия, тантала и ниобия, редких земель, а также керамического и пьезооптического сырья (полевой шпат, пьезокварц) и др.

Пегматитовые жилы могут достигать нескольких километров в длину и нескольких десятков метров мощности. Минералы пегматитов также достигают больших размеров. Так, например, в пегматитах в бассейнах рек Б. Чуи и Мамы (Восточная Сибирь) были встречены кристаллы мусковита массой в 1 т; пластины биотита могут достигать 7 $м^2$ (Норвегия); кристаллы сподумена — минерала, содержащего литий, достигают иногда 14 м в длину (Южная Дакота, США). В Карелии, где разрабатываются пегматиты как керамическое сырье, известны кристаллы полевого шпата массой в 100 т. В пегматитах Волыни добыты крупнейшие в мире кристаллы топаза, масса наибольшего из них 117 кг. Пегматиты детально

изучены акад. А. Е. Ферсманом. Ему принадлежит известная монография о пегматитах, в которой освещены основные вопросы, связанные с их происхождением, минералогией и полезными ископаемыми.

По мнению этого исследователя, при кристаллизации гранитной магмы образуется остаточный силикатный расплав, богатый соединениями редких и редкоземельных элементов и летучими веществами-минерализаторами (соединения хлора, фтора, бора). Этот остаточный расплав в силу разности давлений выжимается вверх в вышележащие породы и выполняет в них трещины и полости. По составу это тот же силикатный расплав, что и гранитный, поэтому главные породообразующие минералы пегматитов (полевые шпаты, кварц, слюды) те же, что и в материнской интрузии. При одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата возникают характерные образования, которые носят название «письменного гранита», или «еврейского камня». Закономерные вростки кварца в полевом шпате напоминают восточные письмена, иероглифы, откуда и произошло это название.

В результате реакций пегматитового расплава с вмещающими породами возможны случаи, когда одни компоненты выносятся из расплава, а другие поглощаются. Так образуются, по А.Е. Ферсману, пегматиты «линии скрещения», в отличие от обычных пегматитов «чистой линии», когда ассимиляции вещества из окружающих пород не происходит.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Генезис и классификация минералов (эндогенные процессы минералообразования)»

1. Какие процессы мнералообразования относятся к эндогенным и какие к экзогенным?
2. Что такое пегматиты? Какие минералы слагают их?
3. Какие полезные ископаемые встречаются в пегматитовых жилах?
4. Что такое письменный гранит?
5. Объясните происхождение пегматитов по теории А.Е.Ферсмана и А.Н.Заварицкого.
6. Как Вы понимаете пневматолитовый процесс?
7. Какие минералы являются продуктами вулканической деятельности?
8. Что такое грейзен? Как промышленно важные минералы встречаются в грейзенах?
9. Что такое гидротермы? Назовите причины движения гидротермальных растворов и отложения минералов?
10. Как разделяются по температуре продукты гидротермальной деятельности?
11. Назовите полезные ископаемые, характерные для гидротермального процесса?
12. Что такое метасоматоз?

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛОГООБРАЗОВАНИЯ. ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

План

1. *Процессы выветривания:*
   а) физическое выветривание;
   б) химическое выветривание (окисление, гидратация, гидролиз, растворение);
   в) осадочный и биохимический процесс.
2. *Зона окисления сульфидных месторождений.*
3. *Классификация минералов.*
4. *Понятие типоморфности, генерации и парагенезиса минералов*

Наиболее мощными факторами химического разрушения магматических минералов, с одной стороны, и созидания новых минералов — гипергенных — с другой, являются вода, кислород и углекислота.

Для повышения концентрации тех или иных веществ весьма существенную роль играют коллоидные процессы и жизнедеятельность организмов (биохимические процессы).

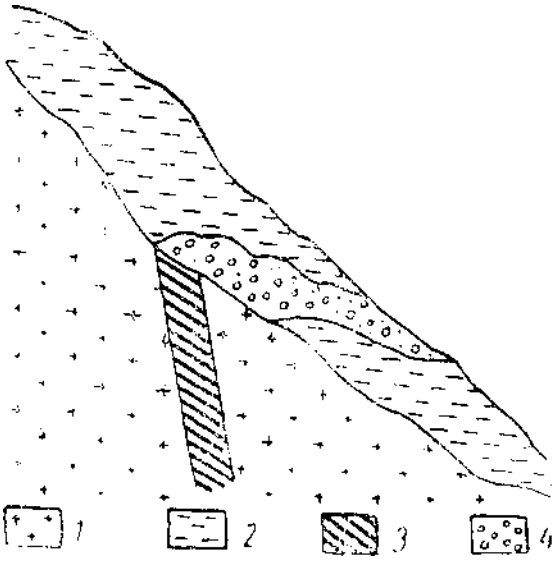
Экзогенные процессы минералообразования совершаются на поверхности Земли за счет солнечной энергии. Эти процессы сводятся к выветриванию и разрушению ранее образовавшихся горных пород и минералов, их переносу и накоплению осадков, а также к образованию новых вторичных минералов.

Экзогенные процессы охватывают следующие явления:

1) процессы выветривания, которые в свою очередь подразделяются на процессы физического и процессы химического выветривания;

2) осадочные процессы—механические и химические осадки.

Процессы физического и химического выветривания и, связанное с ними, минералообразование. Физическое выветривание горных пород заключается в их механическом разрушении под действием колебаний температуры как сезонной, так и суточной. Так, например, летом породы нагреваются и расширяются, зимой охлаждаются и сжимаются, причем разные минералы имеют различные коэффициенты расширения, что, естественно, ускоряет процессы разрушения. Сначала возникают небольшие трещины, в которые проникают атмосферные осадки; зимой вода замерзает, увеличивается в объеме и разрушает горные породы. Наиболее интенсивно физическое выветривание протекает в районах с резко континентальным климатом.



Схематический разрез разрушающейся золотоносной кварцевой жилы:
1 – гранит; 2 – делювий; 3 - золотоносная жила; 4 – разрушенная жила

Минералообразование при процессах механического выветривания

Горные породы, выходящие на поверхность земли, постепенно разрушаются колебанием температуры, силою ветра и атмосферных осадков и превращаются в

кучи обломков, щебня и дресвы. Эти продукты разрушения уносятся текучими водами, отлагаясь у подножия горных склонов, и далее в долинах рек и ручьев.

Разрушенные, горные породы распадаются, таким образом, на составные части и сортируются водой по удельному весу и по величине зерен. Так как одновременно идут процессы химического выветривания, то неизменными остаются только устойчивые минералы, обладающие достаточной твердостью и малой растворимостью в природной воде.

Так, в руслах рек и речек образуются вторичные скопления минералов, пески и россыпи. Преобладающим минералом в них чаще всего является кварц, вместе с ним встречаются зерна полевых шпатов и других минералов. Нередко, однако, россыпи содержат ряд ценных минералов: самородного золота, платины, алмазов, оловянного камня, вольфрамита, циркона, монацита и др. Эти россыпи имеют огромное практическое значение, превосходящее иногда значение коренных месторождений соответствующих минералов.

Минералообразование при процессах химического выветривания

Наряду с механическим выветриванием идут и процессы химического изменения разрушающихся горных пород.

Химическое выветривание состоит в том, что атмосферные воды которые содержат в растворенном состоянии кислород, углекислый газ и другие компоненты, просачиваясь по трещинам горных пород, выщелачивают определенные компоненты из минералов (так как воды обладают сильной окислительной и растворяющей способностью) и изменяют их.

Процессы химического выветривания усиливаются за счет образования гумусовых и других природных органических кислот.

Обычно процессы химического и физического выветривания протекают совместно. В зависимости от климатических и природных условий и рельефа местности может в значительной степени доминировать химическое или физическое выветривание. Так, например, в странах с тропическим климатом преобладает в основном химическое, а в полярных - физическое выветривание.

При химическом выветривании полевые шпаты и многие другие алюмосиликаты переходят в каолин и глины. Кварц частью выделяется в виде песка, частью переходит в растворимое состояние. Соли Fe, K, Na, Ca и отчасти Mg растворяются и уносятся текучими водами. Часть солей Mg входит в состав образующихся в зоне выветривания устойчивых карбонатов магнезита и доломита.

Несмотря на то, что при этом переходят в растворимое состояние и уносятся природными водами соединения щелочных, щелочноземельных элементов и отчасти железа, общий объем продуктов химического выветривания благодаря присоединению воды и более рыхлой (пористой) их структуре увеличивается в среднем на 30% по сравнению с объемом первоначальной изверженной горной породы.

Познакомимся теперь с важнейшими минералообразующими процессами и минералами зоны выветривания.

Процессы каолинизации. Как упомянуто выше, каолин и г л и н ы являются продуктами выветривания полевых шпатов и других алюмосиликатов.

Реакции идут в схеме примерно так:

$$2KA1Si_3O_8 + CO_2 + 2H_20 = H_4A1_2Si_2O_9 + K2CO_3 + 4\ SiO_2$$

ортоклаз каолин

В состав глин, кроме каолина, входят, как механическая примесь, водные и безводные окислы железа и алюминия; кремнезем, а также углекислый кальций и в небольшом количестве ряд сложных водных и безводных вторичных силикатов.

Процессы латеритизации. Латеритом и бокситами называют продукты выветривания разнообразных алюмосиликатных пород в условиях жаркого, но не очень влажного климата; латерит образуется в огромных количествах и в настоящее время, представляя обычную почву тропических стран, покрывающую почти четвертую часть всех материков.

Процессы латеритизации связаны, по-видимому, с жизнедеятельностью организмов, способствующих разрушению каолина и образованию латеритов.

Латерит, как и боксит, состоит главным образом из гидратов окиси алюминия, окрашенных окислами железа в красновато-бурый или даже темно-красный цвет, причем кремнезема в нем очень мало или нет совершенно.

Процессы бокситизации. С процессами латеритизации, происходившими также и в прежние геологические периоды, тесно связано образование бокситов – важнейшей промышленной руды на алюминий.

Бокситы отличаются от латеритов главным образом более низким содержанием окиси железа, количество которой, однако, колеблется в широких пределах – от 0,1 до 20% и более.

При бокситизации горных пород переходят в раствор и уносятся природными водами основания, фосфорная кислота и большее или меньшее количество кремнезема, содержание которого в боксите часто понижается до 1-4%.

Главными составными частями бокситов являются гидраты окиси алюминия, представленные в одних случаях диаспором $AOl(OH)$, в других – гидраргиллитом $Al(OH)_3$ или тем и другим одновременно, обычно с примесью незначительных количеств каолина и большего или меньшего количества окиси железа в виде маловодных гидратов Fe_2O_3. Иногда примешан кварц и другие минералы.

Процессы бокситизации нередко идут при деятельном участии углекислого газа, растворенного в грунтовых водах.

Существенную роль в изучении процессов бокситизации и отложения боксита сыграли исследования акад. А.Д. Архангельского и его сотрудников, приведшие к открытию крупных залежей боксита в различных частях СНГ.

Физическое выветривание заключается в основном в механическом разрушении горных пород, химическое же приводит к образованию большого количества новых минералов. В результате процессов выветривания образуются как остаточные месторождения полезных ископаемых за счет труднорастворимых в поверхностных условиях минеральных веществ, так и инфильтрационные месторождения за счет выноса окислов ряда металлов (Fe, Mg, Ni) поверхностными водами и переотложения последних.

К остаточным месторождениям относятся следующие типы: древние и современные коры выветривания, элювиальные и делювиальные россыпи, а также участки окисленных сульфидных руд («железные шляпы»).

К инфильтрационным относятся - конкреционные и секреционные месторождения, а также зоны вторичного сульфидного обогащения первичных сульфидных руд.

Процессы выветривания, протекающие в средних и тропических широтах преимущественно с влажным климатом и слабо расчлененным рельефом, приводят к формированию *коры выветривания.* Под корой выветривания понимается совокупность горных пород верхней части земной коры, образовавшихся за счет разрушения и преобразования первичных горных пород на месте разрушения в

результате выветривания (физического, химического и биологического). Кора выветривания представляет собой скопление первичных, очень стойких к химическому воздействию минералов (таких, как кварц, рутил золото, магнетит), а также труднорастворимых гидроокислов, возникших при химическом выветривании. Коры выветривания формировались в различные геологические эпохи, поэтому по возрасту образования они делятся на современные и древние. В зависимости от того, какие первичные горные породы подвергались процессам выветривания, а также от географических факторов, образуются различные типы коры выветривания.

Выделяются следующие типы коры выветривания:

1) обломочный, характерный для арктического климата или высокогорного рельефа; возникает в результате развития, в основном физического выветривания;

2) гидрослюдистый, характерный для холодного климата; образуется чаще при физическом и реже при химическом выветривании;

3) монтмориллонитовый, типичный для степных или полупустынных районов при небольшой влажности; возникает вследствие физического и химического выветривания, сопровождается накоплением щелочей и в связи с этим отличается повышенной щелочностью;

4) каолиновый, характерный для жаркого климата; образуется, в основном, при химическом выветривании в условиях повышенной кислотности;

5) латеритовый, образуется в условиях жаркого и влажного климата при преимущественном развитии химического выветривания;

6) красноземный тип характерен для зоны саванн.

Наиболее распространенным типом коры выветривания являются каолиновый и латеритовый, с которыми связаны промышленные месторождения бокситов, никеля и других полезных ископаемых. Так например, при выветривании полевошпатовых пород (гранитов, гранитогнейсов) образуются месторождения каолинов и огнеупорных глин. Образование каолинита происходит в результате следующей реакции:

$$4K\,[A1Si_3O_8] + 4H_20 + 2CO_2 = A1_4[Si_4O_{10}]\,(OH)_8 + 2K_2CO_3 + 8SiO_2$$

Ортоклаз Каолинит

Каолинит (как труднорастворимое соединение) сохраняется на месте, а карбонат калия выносится растворами.

Если выветриванию подвергались ультраосновные породы, то минералы, образующиеся в коре выветривания, представлены нонтронитом, гарниеритом, опалом, халцедоном, кальцитом, гидроокислами никеля и хрома, имеющими практическое значение.

При выветривании нефелиновых сиенитов, гранитоидов, порфиритов и сланцев образуются гидраргиллит $A1(OH)_3$, гематит Fe_2O_3 и другие окислы.

К остаточным образованиям относятся также и элювиальные месторождения золота, платины, монацита, касситерита, хромита, ильменита. Эти россыпные месторождения возникли за счет разрушения материнских пород, содержащих вкрапленники редких минералов. Физическое выветривание материнских пород приводит к механическому их разрушению и накоплению устойчивых тяжелых минералов (вольфрамита, золота и др.), а химическое - к выносу легкорастворимых соединений; при этом отложение устойчивых минералов происходит на месте их образования.

Минералообразование в разрушающихся рудных жилах

Рудные жилы, вскрытые процессами эрозии и выходящие земную поверхность, также подвергаются процессам выветривания. Колебания температуры, вода, замерзающая в трещинах, корни растений механически разрушают как окружающие горные породы, так и тело самой рудной жилы. Проникающие по трещинам грунтовые воды, богатые растворенным кислородом, углекислотой и органическими веществами, являются главным деятелем, производящим химическое разрушение.

Рудные минералы в таких жилах состоят по преимуществу сернистых соединении, в связи с чем процессы их химической переработки идут обычно более интенсивно, чем разрушение окружающих горных пород, и вызывают образование ряда новых вторичных рудных минералов. Это приводит часто к перераспределению в рудной жиле металлов, что имеет иногда большое экономическое значение.

Если выветриванию подвергаются залежи полезных ископаемых, то образуются месторождения типа «железных шляп», с характерными для них минеральными новообразованиями. Например, при окислении карбонатных марганцевых руд возникает «марганцевая шляпа» с минеральными новообразованиями, представленными псиломеланом, вадом и другими окислами марганца.

Изменение сульфидных месторождений сопровождается появлением зоны окисленных железных руд («железная шляпа»), ниже которой формируется зона вторичного сульфидного оруденения (зона цементации). Окисленные и вторичные руды возникают в основном при химическом выветривании, при котором активная роль принадлежит атмосферным водам, обогащенным кислородом

Как известно, атмосферные осадки, попадая на земную поверхность, просачиваются вглубь и тем самым дают начало подземным водам, условия циркуляции которых различны в разных зонах:самая верхняя располагается от земной поверхности до уровня грунтовых вод и называется *зоной просачивания;* ниже уровня грунтовых вод находится *зона истечения;* ее нижняя граница определяется горизонтальной поверхностью, совпадающей с местом истечения грунтовых вод (воды этой зоны содержат незначительное количество кислорода); под зоной истечения находится *зона застойных вод,* свободного кислорода эти воды не содержат.

Рассмотрим процессы изменения первичных сульфидных руд и проследим за образованием новых минералов, которые возникают в результате - воздействия поверхностных на эти руды.

При взаимодействии вод с ними частями сульфидных месторождений в зонах просачивания,
богатых свободным кислородом и углекислотой, происходит окисление сульфидов, поэтому измененная верхняя часть сульфидных месторождений называется *зоной окисления.* Пирит, например в этой зоне окисляется до сульфата закиси железа ($FeSO_4$), последний же, являясь неустойчивым соединением переходит в сульфат окиси. Сульфат окиси, подвергаясь гидролизу переходит в гидрат окиси, который, теряя воду, образует лимонит. Изложенное можно представить в виде следующих реакций:

$$FeS_2 + 7O + H_2O = FeSO_4 + H_2SO_4$$

пирит

$$6FeSO_4 + 3O + 3H_2O = 2Fe(OH)_3 + 2Fe_2(SO_4)_3$$

$$Fe_2(S0_4)_3 4\ 6H_20 \longleftrightarrow 2Fe(OH)_3 + 2Fe(OH)_3 + H_2SO_4$$

$$4Fe(OH) = 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O + 3H_2O$$

лимонит

Подобные же реакции будут происходить с пирротином, по нему также образуются лимонит и другие гидроокислы железа. Поскольку в сульфидных месторождениях наиболее распространены пирит и пирротин, то в конечном итоге происходит образование лимонита за счет изменения верхней части сульфидного месторождения. Эти вторичные образования, как отмечалось выше, называются «железной шляпой».

Рассмотрим, какие изменения претерпевают другие минералы сульфидных месторождений в зоне окисления. Пирротин может легко разлагаться серной кислотой и сульфатом окисного железа:

$$FeS + H_2SO_4 = FeSO_4 + H_2S$$

$$FeS + Fe_2(SO_4)_3 = 3FeSO_4 + S$$

При этом часть серы будет выделяться, однако большая часть ее в момент выделения окисляется до SO_2($2S + 2O_2 = 2SO_2$). Появляющаяся свободная серная кислота и сульфат окисного железа повышают кислотность вод, что ведет к дальнейшему разложению сульфидов.

Под влиянием выветривания горные породы и заключенные в них руды превращаются в сочетания минералов, наиболее устойчивых в поверхностных условиях; постепенно образуются более или менее рыхлые массы измененных горных пород глин, песка, бурого железняка и труднорастворимых на поверхности углекислых, сернокислых и кремнекислых соединений меди, цинка, свинца и других металлов, а также самородных элементов — золота, серебра и меди.

Эта верхняя часть разрушающейся рудной жилы носит название зоны окисления и имеет различную мощность в зависимости от климата, количества атмосферных осадков, уровня грунтовых вод, водопроницаемости пород, рельефа местности и в особенности от первоначального состава минералов рудной жилы.

Часто зона окисления бывает окрашена в желто-бурый или красно-бурый цвет, вызванный окислами железа, и поэтому носит название железной шляпы. Иногда она настолько богата железом, что ее разрабатывали в качестве железной руды, например, во многих местах Урала.

Ход процессов изменения важнейших рудных минералов в зоне окисления представлен в следующих схемах.

1. $ZnS + 2O_2 = ZnSO_4$; $ZnSO_4 + CaCO_3 = ZnCO_3 + CaSO_4$
смитсонит

$$4ZnSO_4 + 6H_2O + 2SiO_2 = Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]H_2O + 4H_2SO_4$$
каламин

2. $PbS + 2O_2 = PbSO_4$; $PЬ80_4$; $PbSO_4 + CO_2 + H_2O = PbCO_3 + H_2SO_4$
англезит церуссит

3. $Sb_2S_3 + 6O_2 + 3H_2O = Sb_2O_3 + 3H_2SO_4$

4. $СиFe_3, + 4O_2 = CuSO_4$;

$$2CuSO_4 + 2CaCO_3 + H_2O = Cu(OH)_2CuCO_3 + 2CaSO_4 + CO_2$$
малахит

Некоторое количество $CuSO_4$ взаимодействует с кремнеземом, давая начало хризоколле - $CuSiO_3 \bullet nH_2O$. При наличии карбонатной среды, нейтрализующей серную кислоту, возникают водные карбонаты меди — азурит и малахит.

Кроме того, при окислении медного колчедана получается железный купорос $FeSO_4$, а конечным продуктом является лимонит ($Fe_2O_3 + nH_2O$).

При окислении пирита и пирротина (магнитного колчедана), которые содержат серы больше, чем ее нужно для образования сульфида железа; получается свободная серная кислота:

$$FeS_2 + H_2O + 7O = FeSO_4 + H_2SO_4$$
пирит

$$Fe_7S_8 + H_2O + 31O = 7FeSO_4 + H_2SO_4$$
пирротин

Конечным продуктом окисления железа, входящего в пирит и пирротин, является опять-таки л и м о н и т.

Если в состав сульфидных минералов входили золото или серебро, они в зоне окисления обычно выделяются в самородном состоянии, как иногда выделяется и медь.

В более глубоких слоях разрушающейся рудной жилы вертикальное движение грунтовых вод, притекающих по трещинам сверху, замедляется и, наконец, ниже гидростатического горизонта сменяется медленным движением в горизонтальном направлении, благодаря чему достигается наиболее длительное соприкосновение между минералами и водою. Кроме того, грунтовые воды в этой зоне почти лишены кислорода и углекислоты, израсходованных на образование карбонатов и окислов в зоне окисления, и могут содержать свободную серную кислоту и медный купорос, получающиеся в качестве побочных продуктов в зоне железной шляпы (см. выше).

Эти растворенные вещества, реагируя с сульфидами, дают вторичные руды, типичные для меднорудных жил. Реакции идут примерно так:

$$ZnS + CuSO_4 = CuS + ZnSO_4$$
цинковая обманка — ковеллин

$$CuFeS_2 + CuSO_4 = 2CuS + FeSO_4$$
халькопирит — ковеллин

$$5FeS_2 + 14CuSO_4 + 12H_2O = 7Cu_2S + 12H_2SO_4$$
пирит — халькозин — серная кислота

Подобным же образом из медного колчедана получаются медный блеск Cu_2S и, реже, борнит Cu_5FeS_4 (5Cu2S - Fe_2S_3).

Зона образования этих вторичных руд носит название зоны цементации (по характеру реакций) или зоны вторичного обогащения, так как вторичные сульфиды содержат гораздо больше меди, чем исходный материал халькопирит.

Вначале вдоль трещин и по периферии зерен халькопирита возникает борнит:

$$2CuFeS_2 + 3CuSO_4 + 2H_2O = CuFeS_4 + FeSO_4 + 2H_2SO_4 + O_2$$
халькопирит — борнит

Затем происходит замещение реликтов первичных сульфидов — халькопирита (1), пирита (2) и частично борнита (3) с образованием ковеллина и иногда халькозина. Впоследствии ковеллин замещается халькозином по реакции (4), более устойчивым в зоне вторичного сульфидного обогащения. Возможные (реакции образования указанных сульфидов можно представить в следующем виде:

$$CuFeS_2 + CuSO_4 = 2CuS + FeSO_4 \quad (1)$$
халькопирит — ковеллин

$$4FeS_2 + 7CuSO_4 + 4H_2O = 7CuS + 4FeSO_4 + 4H_2SO_4 \quad (2)$$
пирит — ковеллин

$$Cu_5FeS_4 + CuSO_4 = 2Cu_2S + 2CuS + FeSO_4 \quad (3)$$
борнит — халькозин

$$5CuS + 3CuSO_4 + 4H_2O = 4Cu_2S + 4H_2SO_4 \quad (4)$$
ковеллин — халькозин

В местах, где возможно появление свободного кислорода, в частности, высвободившегося при образовании борнита, происходит выделение незначительных количеств самородной меди:

$$Cu_2S + 2O_2 = CuSO_4 + Cu$$
халькозин — самородная медь

Вторичные сульфиды отличаются более высоким содержанием меди (в халькозине — 79,8, ковеллине — 66,5, в борните — 63,3%Cu) по сравнению с первичным минералом — халькопиритом 34,6%Cи). Образование зон вторичного сульфидного обогащения способствует концентрации меди и появлению руд, имеющих значительно большую ценность по сравнению с первичными сульфидными рудами.

Рекомендуемые контрольные вопросы
к теме «Генезис и классификация минералов
(экзогенные процессы минералообразования)»

1. Охарактеризуйте процессы выветривания.
2. Что такое зона «железной шляпы»?
3. Расскажите о зональности в окисляющихся сульфидных месторождениях. Назовите минералы характерные для зоны окисления и зоны цементации?
4. Чем отличается химическое выветривание от физического?
5. Перечислить процессы химического выветривания.
6. Перечислить процессы физического выветривания.
7. какие минералы и горные породы образуются при физическом выветривании?
8. Какие минералы образуются при химическом выветривании?
9. Перечислить основные факторы экзогенных процессов минералообразования.

ОСАДОЧНЫЕ, БИОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ.

Осадочные процессы протекают в тех случаях, когда продукты выветривания захватываются поверхностными водами и привносятся в крупные водоемы (озера, моря), где и происходит их отложение. Эти процессы, происходящие в различные геологические эпохи, привели к образованию в морских бассейнах мощных толщ осадочных пород. В результате осадочных процессов образуются как механические, так и химические осадки.

Механические осадки возникают при переносе водными потоками труднорастворимых, химически стойких минералов, а также обломков горных пород и их дальнейшем переотложении в руслах рек и водных бассейнах. В процессе накопления механических осадков, как правило, не возникают новые минералы, а происходит переложение труднорастворимых, ранее образовавшихся минералов и обломков горных пород в виде галечника, гравия, песков, глин. Если водными источниками захватывались продукты выветривания месторождений или пород, содержащих химически стойкие ценные минералы, то в результате механической дифференциации и повторных перемывов образуются россыпи золота, платины, касситерита, алмазов, монацита и др.

Химические осадки образуются преимущественно в озерах, болотах и морских бассейнах за счет выпадения минеральных веществ, растворенных в этих водах. Продукты выветривания, переносимые в виде истинных и коллоидных растворов, осаждаются в водоемах вследствие изменения физико-химических условий среды (температуры, концентрации раствора или pH и т. д.).

Образование осадков может происходить различными путями: вследствие кристаллизации насыщенных солями истинных растворов (хемогенные осадки), путем осаждения из коллоидных растворов (коллоидные осадки), вследствие

жизнедеятельности организмов (биогенно-осадочные породы), влияния подводного вулканизма (вулканогенно-осадочные породы) и др.

Осаждение из истинных растворов наступает в случае перенасыщения их солями преимущественно в условиях жаркого климата, когда поверхностное испарение преобладает над притоками пресной воды.

Известно, что морская вода, которая является основным источником формирования месторождений солей, представляет собой слабый солевой раствор, иными словами это обычный истинный (ионный) раствор.

В первую очередь начинают осаждаться труднорастворимые соли, а затем более растворимые. Благодаря физико-химическим исследованиям акад. Н. С. Курнакова, была установлена следующая последовательность кристаллизации солей из морской воды при естественном ее испарении:

1) гипс..... $Ca\,[S0_4]\cdot 2H_20$
2) галит..... $NaCl$
3) эпсомит..... $Mg[SO_4]\cdot 7H_20$
4) сульфат калия и магния..... $MgSO_4\cdot K_2SO_4\cdot 6H_2O$
5) карналлит..... $MgC1_2\cdot KC1\cdot 6H_2O$
6) бишофит..... $MgC1_2\cdot 6H_20$

При впадении рек в моря и океаны происходит смешение пресной речной воды с соленой морской. Морская вода в этом случае играет роль электролита, коллоидные частицы, выносимые реками, коагулируют и осаждаются на дне моря вблизи устья рек. Таким образом, образуются громадные залежи осадочных коллоидных железных и марганцевых руд. Такого происхождения, например, крупнейшие в мире марганцевые месторождения - Чиатурское (Кавказ) и Никопольское (УССР).

Некоторая часть коллоидных частичек отлагается на значительном удалении от берегов и на больших глубинах. Наиболее устойчивы в морской воде коллоиды кремнезема, питающие водоросли. Последние накапливаются в форме диатомитовых илов, в которых сосредоточено большое количество коллоидного кремнезема.

Озерные воды также отличаются изобилием коллоидных частиц, накапливающихся в придонных илах. Изредка на дне озер происходит образование коллоидных руд железа (бобовые руды, конкреции). Для болотных руд характерно обилие золей и гелей, возникающих при разложении различных органических остатков.

Осадки биохимического происхождения возникают в результате жизнедеятельности организмов. Общая масса органической материи, по данным В. И. Вернадского, составляет приблизительно 0,001 % от веса всей земной коры, причем большая ее часть находится в водах океанов. Некоторые организмы могут аккумулировать в себе большие количества тех или иных элементов. Например, фосфотированные рыбьи остатки часто обогащены редкими землями.

Биогенные осадки могут возникать путем накопления различных скелетов животных организмов, кораллов, мшанок, губок, брахиопод и др. Таким путем образуются органические известняки.

К осадкам биохимического или биогенного происхождения, кроме известняков, относятся фосфориты, диатомиты, сера, ископаемые угли, нефть и др.

Минералы органического происхождения (биолиты).

В речной воде, кроме солей Na, K, Ca и Mg, имеются изменчивые количества солей закиси железа и отчасти солей Mn. Попадая в болота и озера, соли закиси железа при содействии кислорода воздуха переходят в соли окиси, и железо осаждается на дне болота или озера в виде бурого железняка (лимонита). Процесс

этот очень часто идет при содействии особых бактерий, поглощающих железо из раствора и концентрирующих его в своем теле. Так, на дне озер и болот образуются залежи лимонита в виде озерных и болотных руд, нередко имеющих практическое значение.

Гораздо более крупное экономическое значение имеют бурые железняки морского «происхождения. Соединения железа во взвешенном состоянии выносятся в море реками, в особенности текущими из болот или из тропических и подтропических областей с пышной растительностью. При встрече с соленой морской водой железистые взвеси образуют осадок на дне реки у ее устья.

Подобные отложения окислов железа в устьях рек и в морских заливах происходили и в прежние геологические периоды и дали начало многим крупным месторождениям бурых железняков, например, Керченскому месторождению в Крыму.

В бурых железняках осадочного происхождения всегда содержится некоторое количество соединений марганца, в исключительных случаях доходящее до 30%. Вода морей и также содержит марганец, но обычно и очень небольшом количестве. Тем не менее, на дне моря встречаются марганцово-железистые конкреции, достигающие 16 см толщины и 10 кг весом. Образование их объясняют деятельностью водорослей и микроорганизмов (марганцовой бактерии), сосредоточивающих в своем геле соединения Mn из морской воды.

В прежние геологические периоды, в особенности в третичные, на дне морей временами также происходило отложение марганца преимущественно в виде пиролюзита MnO_2, реже псиломелана и других водных окислов марганца, в виде то скорлуповато ячеистых конкреций, то шариков и орешков неправильной формы. Образование этих скоплений регулируется кислородным режимом воды.

Такие месторождения марганцовых руд среди осадочных пород имеют крупное промышленное значение; они разрабатываются в Никополе на Украине и в Чиатури в Закавказье. Оба месторождения имеют мировое значение, как источники лучшей в мире марганцовой руды.

Большая часть солей кальция, образующихся при химическом выветривании горных пород и сносимых водами в морские бассейны, захватывается из морской воды организмами и входит в состав их оболочек, раковин, скелетов в виде карбоната кальция. Бесчисленное множество морских животных и растений — корненожки, коралловые полипы, моллюски, ракообразные, иглокожие; мельчайшие одноклеточные водоросли извлекают из морской воды соли кальция и, отмирая, оставляют на дне неисчислимое множество своих покровных и скелетных частей, из которых и состоят столь распространенные породы — известняки

Образовавшиеся в морях прошлых геологических периодов и мощными пластами залегающие в различных частях земного шара известняки играют важную роль в составе верхних слоев земной коры, слагая целые горы и горные хребты.

Природные воды, содержащие углекислый газ, циркулируя по трещинам в известняках растворяют - их, образуя многочисленные так называемые «карстовые» пустоты. Поднимаясь кверху, растворы эти переходят в область меньшего давления, теряют часть углекислого газа и выделяют $CaCO_3$ из раствора то в виде кристаллического кальцита в трещинах горных пород, то в форме известковых натеков с т а л а к т и т о в и с т а л а г м и т о в — в пещерах и полостях в толще известняков.

Кроме рассмотренных в этой главе минералов, к биолитам относятся фосфориты, образующиеся в виде конкреций среди осадочных пород из соединений фосфора, также входивших в состав тела отмиравших животных, и сера,

образующаяся из гипсов или получившаяся в процессах гниения органических остатков при разложении сероводорода, выделяющегося при участии особых, бактерий. В телах таких бактерий сера отлагается в виде мельчайших капелек.

К биолитам могут быть отнесены некоторые медные руды западного склона Урала (медистые песчаники), иногда пириты и в осадочных породах, яшмы, образовавшиеся в некоторых месторождениях из радиоляриевого ила, мел, трепел и т. д.

Рекомендуемые контрольные вопросы
к теме «Генезис и классификация минералов
(осадочные, биохимические процессы)»

1. Как Вы представляете себе осадочный процесс?
2. Назовите минералы, являющиеся химическими морскими и озерными осадками.
3. Назвать виды осадочных процессов минералообразования.
4. Перечислить минералы механического осаждения.
5. Сущность образования минералов биохимического процесса.
6. Перечислить минералы биохимического процесса.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Осадочные горные породы благодаря движениям земной коры могут попасть в более глубокие зоны литосферы, где существуют иные термодинамические условия, чем на поверхности. При этом они будут испытывать изменения - метаморфизм, главными факторами которого являются температура и давление. Механизм метаморфических процессов заключается в обезвоживании, перекристаллизации и метасоматических явлениях. Так, известняк, подвергаясь метаморфизму, переходит в кристаллическую зернистую породу — мрамор, песчаник — в кварцит, глинистые породы - в филлиты и затем в кристаллические сланцы и гнейсы. Метаморфизму могут подвергаться не только осадочные, но и изверженные породы.

Метаморфические процессы заключаются в глубоком преобразовании ранее сформировавшихся горных пород и минералов вследствие изменения физико-химических условий (температуры, давления и концентрации химически активных компонентов). Эти процессы возникают при изменении термодинамического режима и нарушении равновесия в ранее образовавшихся горных породах.

Метаморфизм проявляется в изменении минерального состава и структурных особенностей пород, чаще всего в твердых породах без существенного изменения их химического состава, за исключением содержания воды и углекислоты.

Физико-химические условия образования минералов определяются тремя основными параметрами: температурой *T,* давлением *p* и химически активными компонентами *c*. Необходимо отметить, что температуру и давление не следует рассматривать как взаимосвязанные параметры.

В зависимости от геологической обстановки и превалирующего значения того или иного фактора выделяют три основных вида метаморфизма: динамометаморфизм, контактовый, региональный метаморфизм, гидротермальный.

Динамометаморфизм характерен для небольших зон тектонических нарушений и вызывается действием направленного давления (стресса). При этом процессе

происходит механическое разрушение горной породы с изменением первоначальной структуры, но без изменения минерального состава.
пыделяют гидротермальный (околожильный), контактовый и региональный метаморфизм.

Гидротермальный метаморфизм, который также иногда называют околожильным или околотрещинным, заключается в метасоматической переработке газовыми и водными растворами вмещающих пород вдоль трещин и гидротермальных жил. К этому виду метаморфизма могут быть отнесены протекающие в связи с жилообразованием процессы грейзенизации, турмалинизации, окварцевания, березитизации, хлоритизации, оталько-вапия и др.

Контактовый метаморфизм проявляется на контакте двух пород, обычно изверженной и осадочной. Если магматический расплав, имеющий температуру около 1000° и богатый различными газами, под большим давлением внедряется в вышележащие породы, то, естественно, последние должны с ним реагировать, особенно если это химически активные породы, такие, например, как известняки.

Контактовый метаморфизм может происходить без существенного привноса новых веществ из магмы и с привносом их в контактовую зону. При контактовом метаморфизме, практически без привноса веществ, происходит только обжиг в контактовой зоне, частичная ассимиляция осадочного материала и его перекристаллизация. Так образуются, например, контактовые роговики.

Наиболее сильно явления контактового метаморфизма проявляются при внедрении интрузий в карбонатные породы. Алюмосиликатная (гранитная) магма и карбонатная порода (известняк) реагируют между собой, в результате чего образуется комплекс новых минералов, характерных исключительно для контактовой зоны этих пород. В качестве примера таких минералов можно назвать волластонит Ca_3 $[Si_3O_9]$ и гроссуляр $Ca_3A1_2[SiO_4]$з. Кальций в них заимствуется из карбонатной породы, а глинозем и кремнезем — из алюмосиликатной магмы и ее эманации.

Контактный метаморфизм возникает на глубине у контактов интрузивных тел с вмещающими породами. Главным фактором данного типа метаморфизма является температура. На контактах интрузивных тел с вмещающими породами происходят изменения как во вмещающих, так и в породах, слагающих краевые части самого интрузивного тела. Изменения вмещающих пород называют *экзоконтактовыми,* а изменения краевых частей интрузивного тела - *эндоконтактовыми,* причем мощность изменений в экзоконтактовой зоне бывает обычно значительно больше, чем в эндоконтактовой.

Контактный метаморфизм вмещающих пород сопровождается интенсивной перекристаллизацией минералов, при которой происходит укрупнение мелких зерен и образование за их счет более крупных выделений.

Рассмотрим несколько типичных примеров образования новых минералов (минеральных ассоциаций) при контактном метаморфизме.

Известняки, состоящие из кальцита $Ca[CO_3]$, при контактном метаморфизме перекристаллизовываются в мраморы, характеризующиеся более крупнозернистой структурой, при этом процессе под действием высокой температуры не происходит образования новых минералов.

В том случае, когда метаморфизму подвергаются доломиты, происходит не только перекристаллизация, но и образование новых минералов по реакции.

Скарны - это метасоматические породы, образовавшиеся в контакте гранитоидных интрузий с карбонатными породами при обязательном участии послемагматических растворов. Таким образом, скарны образуются в результате взаимодействия трех сред: двух различных по составу вмещающих пород и

послемагматических растворов. Послемагматические (гидротермальные) растворы вызывают явления метасоматоза, которые в скарнах развиты очень сильно, поэтому скарновый процесс называют также контактово-метасоматическим.

Характерными минералами скарнов являются пироксены диопсид, геденбергит), гранаты (гроссуляр, андрадит) и другие более сложные силикаты, содержащие кальций; из рудных минералов— шеелит, молибденит, магнетит, халькопирит, галенит и сфалерит.

Региональный, или динамотермальный, метаморфизм проявляется на больших площадях и тесно связан с горообразовательными явлениями. Основными факторами его являются температура, гидростатическое и одностороннее (направленное) давление. При погружении огромных масс, в основном осадочных пород на значительные глубины происходит резкая смена физико-химических условий (значительно повышается температура, увеличивается гидростатическое давление), что приводит к глубоким изменениям первоначальных пород, их структуры и минерального состава.

Так, при повышении температуры возрастает интенсивность проявления перекристаллизации минералов, сопровождаемая их дегидратацией и декарбонатизацией, в результате чего возникают безводные высокотемпературные минералы.

С увеличением гидростатического давления происходит образование минералов с наибольшей плотностью и меньшим объемом.

При региональном метаморфизме возникают следующие характерные минералы: гранат, волластонит, сфен, роговая обманка, силлиманит, дистен, ставролит, тремолит, актинолит, биотит, мусковит, скаполит и др.

Региональный метаморфизм протекает на больших глубинах и захватывает огромные площади. При региональном метаморфизме, например в результате перекристаллизации при одностороннем давлении, могут образоваться минералы, которые в других условиях не возникают. Типичные минералы регионального метаморфизма – слюды, гранат, дистен, андалузит и др. Они являются породообразующими для широко распространенных метаморфических горных пород – кристаллических сланцев и гнейсов.

В процессе регионального метаморфизма иногда возникают крупные месторождения железных руд, например, в виде железистых кварцитов (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия).

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Метаморфические процессы минералообразования»

1. Что такое метаморфизм?
2. Как подразделяются метаморфические процессы?
3. Что такое скарны? Назовите минералы скарнов.
4. Как образуются скарны?
5. Какие минералы характерны для процесса регионального метаморфизма?
6. Назвать основные факторы метаморфизма.
7. Перечислить минералы скарнов.
8. Перечислить минералы грейзенов.

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Для удобства изучения минералы классифицируют, причем в основу классификации может быть положены различные признаки. Наиболее общепринятой является химическая классификация, по которой минералы разбивают на классы, отличающиеся друг от друга по типу химического соединения. Так как химический состав минералов тесно связан с кристаллической структурой, то классификацию их в настоящее время называют кристаллохимической. Кристаллохимическое сходство минералов часто определяет и сходство генезиса их. Генетическая классификация основана на делении минералов по условиям их образования.

Почти все природные минеральные вещества в той или иной степени являются полезными ископаемыми, которые используются в хозяйственной деятельности человека. Поэтому минералы делятся также на классы по их практическому значению.

По химической классификации минералы делятся на следующие классы.

1. Самородные элементы. Сюда относятся металлы и металлоиды, встречающиеся в природе в свободном состоянии (золото, платина, графит, алмаз).
2. Сульфиды - сернистые соединения металлов и металлоидов (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, киноварь).
3. Галоиды (галит, сильвин, карналлит).
4. Карбонаты- соли угольной кислоты. Карбонаты делятся на безводные (кальцит, доломит, магнезит, сидерит) и на водные (малахит, азурит).
5. Сульфаты - соли серной кислоты. Различают безводные (ангидрит) и водные сульфаты (мирабилит, гипс).
6. Окислы - кислородные и водные соединения металлов и металлоидов. Класс окислов делится на два подкласса: безводные (кварц, халцедон, магнетит, гематит, пиролюзит, корунд) и водные (опал, лимонит) окислы.
7. Силикаты - соли кремневых кислот. Силикаты делятся на безводные (ортоклаз, микроклин, альбит, анортит, роговая обманка, авгит, берилл, нефелин, оливин, топаз) и на водные (слюды, хлориты, серпентин, тальк, глауконит, каолинит).
8. Фосфаты - соли фосфорных кислот. Фосфаты бывают безводные (апатит, фосфорит) и водные (вивианит).
9. Нитраты, арсенаты, ванадаты, молибдаты, вольфраматы, хроматы, бораты.

Генетическая классификация минералов

Минералы по генезису (происхождению) можно классифицировать следующим образом:

1. Минералы, характерные для магматических процессов.
2. Минералы вулканического происхождения.
3. Минералы пегматитовых жил.
4. Минералы пневматолитовых жил.
5. Минералы гидротермального происхождения (рудные жилы)
6. Минералы, образуемые при выветривании.
7. Химические осадки морей, озер и болот.
8. Минералы органогенного происхождения.
9. Минералы метаморфического происхождения.

Классификация минералов и горных пород по их практическому значению

Металлические полезные ископаемые

Самородные металлы: золото, платина.

Руды черных металлов. Железные руды: магнетит, гематит, лимонит, сидерит. Марганцевая руда: пиролюзит.

Руды цветных и редких металлов. Медные руды: халькопирит, малахит, азурит. Алюминиевые руды: боксит, нефелин. Свинцовая руда: свинцовый блеск. Цинковая руда: сфалерит (цинковая обманка). Ртутная руда: киноварь.

Неметаллические полезные ископаемые.

Горючие: торф, горючий сланец, бурый уголь, каменный уголь, антрацит, нефть.

Химическое минеральное сырье. Сырье для получения соляной кислоты: галит. Сырье для получения серной кислоты: пирит, сера, гипс, ангидрит. Агроруды; сырье для получения фосфорных удобрений: апатит, фосфорит, вивианит; сырье для получения калийных удобрений: карналлит, сильвин, сильвинит - смесь каменной соли, с сильвином, нефелин, глауконит. Сырье для разных отраслей промышленности. Сырье для стекольной промышленности: кварцевый песок, полевые шпаты, мирабилит. Сырье для электрической промышленности: слюды (мусковит, флогопит). Сырье для карандашной промышленности: графит. Огнеупорные материалы: асбест, доломит, магнезит, тальк, каолинит. Сырье для оптической промышленности: исландский шпат (кальцит). Сырье для радиопромышленности: горный хрусталь (кварц), раухтопаз (дымчатый кварц), морион (черный кварц). Сырье для фарфоровой промышленности: каолинит, белая глина, полевые шпаты. Сырье для цементной промышленности: мергель, мел, ангидрит, гипс. Сырье для красочной промышленности: охра, медная зелень, медная синь, каолинит, киноварь, глауконит. Сырье для кондитерской и парфюмерной промышленности: тальк. Сырье для кирпичного производства: глины. Кислотоупорные материалы: таль, трахит, порфир, андезит. Абразивные (шлифующие) материалы: корунд, наждак смесь корунда с магнетитом, гематитом, кварцем и другими, алмаз, берилл, топаз, пемза, трепел. Естественные каменные строительные материалы: гранит, диорит, сиенит, нефелиновый сиенит, габбро, базальт, диабаз, липарит, кварцевый порфир, трахит, порфир, порфирит, вулканический туф, галечник, щебень, дресва, гравий, песок, песчаник, известняк, кремневый туф, известковый туф, известковый сланец, гнейс, кварцит.

Самоцветы: горный хрусталь (кварц), аметист (кварц), берилл, изумруд, аквамарин, топаз, хризолит (разновидность оливина), алмаз (бриллиант), рубин, сапфир, благородный опал, огненный опал.

Поделочно-декоративные камни: яшма, агат, мрамор, лабрадорит, селенит (игольчатый гипс), малахит, серпентин, амазонит, обсидиан (вулканическое стекло).

Минералы, используемые в медицине: мирабилит, гипс, тальк.

Парагенезис – совместное образование минералов в природных процессах. Парагенетические ассоциации минералов – это группы минералов, образовавшиеся благодаря и тому же процессу. Так, если мы имеем штуф, содержащий лимонит, малахит, хризоколлу, кварц, пирит и халькопирит, то мы можем сказать, что имеем две парагенетические ассоциации минералов: более раннюю, очевидно, гидротермальную (пирит, халькопирит, кварц) и более позднюю, гипергенную (малахит, хризоколла, лимонит). Учение о парагенетических ассоциациях минералов имеет чрезвычайно важное значение в минералогии, петрографии и науке о полезных ископаемых.

Знание парагенезиса минералов помогает вести поисковые работы. Например, хромовые руды ищут только среди участков распространения ультраосновных пород, а руды олова и вольфрама — среди кислых. Найдя в контакте гранитов с известняками пироксеновые и гранатовые породы (скарны), необходимо внимательно посмотреть, нет ли в них обычных для подобных пород шеелита или других рудных минералов.

Принято выделять парагенетические ассоциации минералов по главным типам генезиса. Так, выделяют ассоциации минералов магматического происхождения (для кислых, основных и щелочных пород), пегматитов (кислых и щелочных), скарнов, продуктов гидротермальной деятельности высоких, средних и низких температур. Известно, например, что для последних характерны киноварь, антимонит, барит, кальцит, флюорит, халцедон. Киноварь и антимонит в ассоциациях другого генезиса встречаются значительно реже. Широко известна тесная ассоциация свинцовых, цинковых, серебряных и медных руд, откуда они получили название полиметаллических. Выделяются также ассоциации минералов морских химических осадков, продуктов выветривания, возгонов вулканов, минералов лав и т. д.

Большое внимание парагенезису минералов уделял акад. В. И. Вернадский. До его работ эта область минералогии в значительной мере носила описательный характер. В.И. Вернадский в своих трудах дал ряд обобщений по происхождению и условиям существования минералов. Он по праву считается основоположником единственно правильного, генетического направления в минералогии.

Рекомендуемые контрорльные вопросы к теме
«Классификаця минералов».

1. Перечислить основные виды классификаций минералов.
2. В чем сущность химической классификации минералов?
3. Дайте определение парагенезиса минералов.

Тема 1.5. САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И СЕРНИСТЫЕ СОЕДИНЕНИЯ.

План

1. *Общая характеристика самородных элементов.*
2. *Описательная характеристика минералов данного класса.*

К самородным элементам относятся такие ценные минералы, как золото, платина, серебро, алмаз. В природе они довольно редки. Самородные элементы можно разделить на два подкласса: металлы и металлоиды.

К металлам относятся золото, медь самородная, серебро, платина. К металлоидам — сера самородная, алмаз, графит и др. Металлы из класса самородных элементов представлены атомными структурами с металлическим типом связи. Металлический тип связи определяет все физические свойства этих минералов: сильный металлический блеск, хорошую электропроводность, ковкость и теплопроводность.

Среди (минералов подкласса металлоидов встречаются структуры с ковалентной или молекулярной связью с характерными для этих типов связи физическими свойствами.

По своему происхождению самородные элементы чрезвычайно разнообразны.

Подкласс металлов

МЕДЬ САМОРОДНАЯ —Cu.

Химический состав: бывает химически чистой, иногда содержит типичные примеси Au, Fe, Ag до 2—3%.

Сингония кубическая.

Структура - плотнейшая кубическая упаковка. В элементарной ячейке, имеющей форму куба, атомы меди располагаются по вершинам и в центре граней куба.

Медь встречается в виде дендритов, пластинок или сплошных масс.

Физические свойства - цвет красный, медно-красный; блеск металлический, характерна побежалость; спайность отсутствует; отличается ковкостью и высокой электропроводностью; твердость 2—3; удельный вес 8,5—8,9.

Рис. 70. Структура меди

Диагностические признаки - цвет, ковкость, удельный вес.

Происхождение - чаще всего самородная медь образуется в нижних частях зоны окисления медно-сульфидных руд. В частности, образование меди при окислении халькопирита происходит следующим путем:

$$2CuFeS_2 + H_2O + 5.5O_2 \rightarrow Cu_2S + 2FeSO_4 + H_2SO_4$$

халькопирит халькозин

$$Cu_2S + 2O_2 \rightarrow CuSO_4 + Cu$$

Халькозин медь

В гидротермальных условиях самородная медь образуется значительно реже. В этом случае она ассоциирует с кальцитом и цеолитами (известно гидротермальное месторождение самородной меди вблизи Верхнего озера в США).

Месторождения: Казахстан – Джезказган, в России — Турьинские рудники (Урал) и др.; район Верхнего озера (США) и др.

Практическое значение - применяется в электропромышленности, машиностроении, для чеканки монет, судостроение, электротехника.

ЗОЛОТО – Au.

Химический состав: в химически чистом виде встречается редко, обычно содержит примеси Ag от 4 до 15% (разновидность золота, богатая серебром до 30-50%, называется электрумом), Cu до 20% (медистое золото), Pb от 5 до 11% и одновременно Ag до 4% (порпецит), Bi до 4% (висмутистое золото), а также примеси теллура.

Сингония кубическая.

Структура аналогичная структуре меди. Встречается обычно в виде зерен, иногда дендритов, изредка наблюдаются кристаллические формы (кубы, октаэдры); самородки золота в редких случаях могут достигать значительного веса – на Урале был найден самородок весом 36 кг.

Физические свойства – цвет ярко-желтый, при повышенном содержании серебра бледно-желтый; блеск металлический; черта золотисто-желтая до оранжево-красной; спайности нет; ковко; удельный вес 15-18,3 (чистого золота – 19,3); твердость 2,5 – 3.

Диагностические признаки – характерный цвет, ковкость, небольшая твердость; отличается от похожих на него пирита и халькопирита сильным блеском и высокой твердостью.

Происхождение – золото встречается, главным образом, в гидротермальных жилах в ассоциации с пиритом, арсенопиритом и другими сульфидами; часть его находится в рассеянном тонкодисперсном состоянии в сульфидах (арсенопирите,

пирите, галените) и обнаруживается при помощи химического анализа. Образуется также в низкотемпературных гидротермальных месторождениях вместе с антимонитом, халцедоном, иногда темилуридами. В зоне окисления сульфидных месторождений золото переносится в растворенном виде (золото легко растворяется сернистыми и хлористыми соединениями, а также образует растворимые соединения с органическими кислотами) и вторично отлагается, концентрируясь в нижних частях зоны окисления среди лимонита, малахита, азурита и различных охр. Благодаря своей химической стойкости частицы золота переносятся поверхностными водами, образуя россыпи, откуда золото добывается в значительном количестве.

Месторождения: Казахстан – Бакырчик, Суздальское, Джерекское, Мукурское, Кокчетавская, Акмолинская обл., в России Березовское (Урал), Дарасунское, Балейское, Дмитровское (Забайкалье), в Магаданской области и др.

Практическое значение—основной валютный металл; применяется для изготовления физических и химических приборов, а также для ювелирных изделий.

Подкласс металлоидов.

СЕРА САМОРОДНАЯ — S.

Химический состав: химически чистая сера встречается редко, обычно она содержит примеси Se, Te, иногда As.

Сингония ромбическая (другие модификации в природных условиях неустойчивы).

Структура кольцевая. Восемь атомов серы соединены между собой так, что образуют электрически нейтральную кольцо-молекулу S_8. Элементарная ячейка решетки самородной серы образована шестнадцатью такими молекулами, очень слабо связанными между собой связями Ван-дер-Ваальса, что и определяет физические свойства самородной серы - хрупкость, летучесть и др.

Самородная сера встречается в виде кристаллов бипирамидального облика, характерны также усеченные бипирамиды, ромбоэдрические кристаллы и сплошные массы.

Физические свойства - цвет от светло-желтого, зеленовато-желтого до коричневого; блеск на гранях алмазный, в изломе жирный; спайность несовершенная; хрупка; летуча; хороший изолятор; твердость 1 — 2; удельный вес 2 — 2,1.

Диагностические признаки - характерный цвет, небольшая твердость, хрупкость, легкоплавкость, жирный блеск в изломе.

Происхождение: а) вулканическое; при извержении вулканов сера возгоняется и осаждается в виде налетов на стенках кратеров вместе с реальгаром, аурипигментом и другими минералами; б) осадочно-биогенное; в болотах, стоячих водоемах, на дне морей вследствие гниения организмов возникает сероводородистый режим, способствующий отложению серы. Образованию самородной серы, способствует также жизнедеятельность особых бактерий. По последним данным, обнаружено присутствие этих бактерии в подземных водах и нефти.

Самородная сера этого типа встречается в известняках, мергелях вместе с гипсом, целестином, битумами, коллоидальной глиной; в) экзогенное - в коре выветривания при разложении сульфидов. Образование серы может происходить по реакции $FeS + Fe_2(SO_4)_3 = 3FeSO_4 + S$; г) при разложении ангидрито-гипсоносных толщ под воздействием битумов. Спутниками серы в данном случае являются гипс, ангидрит. В сере часто появляютс примазки битумов.

Месторждения: Алексеевское (быв. Куйбышевская обл.); в Туркмения - Гаурдак (Туркменистан), Шор-Су (Узбекестан), в Сицилии.

Практическое значение применяется для производства серной кислоты, которая используется в различных отраслях промышленности, в частности для получения суперфосфата из апатитового сырья, в сельском хозяйстве для борьбы с вредителями; в бумажном производстве, при вулканизации резины; для производства спичек и др.

АЛМАЗ-- С (название произошло от греческого слова «адамас» — непобедимый, непреодолимый; по-видимому, из-за высокой твердости и химической стойкости минерала).

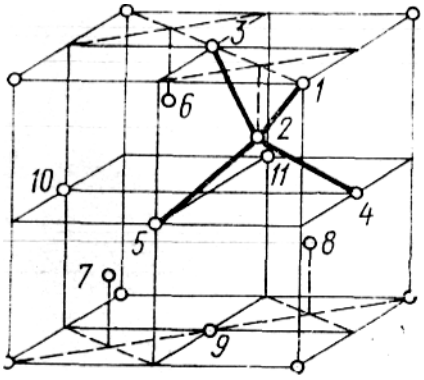


Рис. 36. Структура алмаза:
1-11 – атомы углерода

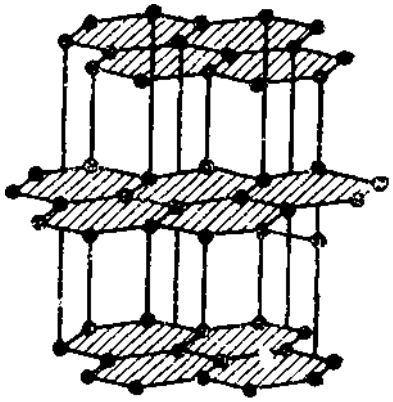


Рис. 37. Структура графита.

Химический состав: бесцветный алмаз представляет собой чистый углерод. Окрашенный алмаз содержит включения графита.

Сингония кубическая.

Структура координационная, близка к структуре плотнейшей кубической упаковки (рис. 36). Элементарная ячейка в виде куба разбивается тремя взаимно перпендикулярными плоскостями на восемь малых кубов, по вершинам каждого из них расположены четыре атома углерода. Еще четыре атома находятся в центрах четырех из восьми маленьких кубов. Таким образом, кубы с заполненными и незаполненными центрами чередуются. Координационное число углерода равно 4. Плотнейшая структура и ковалентная связь между всеми атомами сказывается на физических свойствах алмаза - исключительной твердости, высокой температуре плавления.

Алмаз находится в виде хорошо образованных кристаллов — октаэдров, реже - кубов и тетраэдров.

Разновидности - плотный, иногда зернистый буровато-черный алмаз - карбонадо; тонкозернистый и скрытокристаллический алмаз серого или черного цвета - борт.

Физические свойства - бесцветный, реже голубой; блеск сильный, алмазный; спайность совершенная (по октаэдру); твердость наивысшая - 10, люминесцирует в рентгеновских лучах; удельный лес 3,47—3,56.

Диагностические признаки - высокая твердость, характерный алмазный блеск, типичные формы кристаллов - октаэдры с закругленными гранями, люминесцирует голубым цветом.

Происхождение магматическое; встречается в ультраосновных породах - кимберлитах, слагающих специфические трубки взрыва.

Алмаз возникает при высоких температурах и давлении приблизительно в 2200 *am.* Спутниками алмаза являются оливин, гранат (пироп), ильменит, хром-диопсид. Алмаз очень устойчив и при разрушении кимберлитов переходит в россыпи, где он постоянно ассоциируется с пиропом.

Месторождения: в России — в Якутии, Архангельской области; в Южной Африке, Бразилии, Индии. В Казахстане встречаются проявления алмазов.

Практическое значение — применяется в металлообрабатывающей и абразивной промышленности, а также в ювелирном деле как драгоценный камень (бриллиант).

ГРАФИТ — С (от греческого слова «графо» — пишу).

Химический состав: графит редко бывает чистым, обычно присутствуют примеси минеральных частиц, битумы, газы.

Сингония гексагональная.

Структура слоистая **(**рис. 37**).** Атомы углерода образуют отдельные слои. В каждом таком слое они расположены по вершинам правильного шестиугольника. Связи между слоями очень слабые. Из особенностей структуры графита вытекает целый ряд свойств этого минерала: весьма совершенная спайность, меньший удельный вес по сравнению с алмазом и очень низкая твердость.

Графит встречается в виде чешуек или сплошных мелкозернистых масс, реже он образует кристаллы.

Физические свойства — цвет черный; черта черная, блестящая; блеск металлический, серебристый; хороший проводник электричества; твердость 1—2; удельный вес 2,1—2,2.

Диагностические признаки — черный цвет, низкая твердость, пачкает бумагу и руки.

Происхождение: графит образуется в восстановительных условиях при высокой температуре (выше 300° С) и сравнительно небольшом давлении (десятки атмосфер). Процесс идет путем разложения углеводородов по схеме $CH_4 \rightarrow C + 2H_2$ или окиси углерода по реакции Будуара $2CO + CO_2 + C$. Наличие углеводорода определяется той или иной геологической обстановкой, большей частью он поставляется битумами, содержащимися в осадочных и метаморфических породах.

При магматическом образовании графита источником углерода служат вмещающие горные породы. Такой графит (кристаллический, высшего сорта) ассоциируется с волластонитом, пироксенами, плагиоклазом, кальцитом.

При пневматолито-гидротермальных процессах образуется крупночешуйчатый графит в виде жил, пересекающих известняки, содержащие органические вещества или каменные угли. В этом случае графит часто ассоциируется с турмалином и кварцем.

Метаморфические месторождения графита возникают за счет каменных углей или органических веществ, когда последние подвергаются действию регионального или термального метаморфизма,

Месторождения: В Казахстане – проявления в Дельбегетейских горах, Бакырчик; в России — Батагольское (Восточная Сибирь), Ждановское (Украина), Мурзинское (Урал) и др.

Практическое значение — применяется для производства тиглей, используемых в литейном деле, электродов, смазки трущихся частей машин, производства карандашей, в лакокрасочной промышленности. Из графита изготовляют специальную замазку, применяющуюся в паровых котлах как средство, предохраняющее их от ржавчины и накипи. В атомной промышленности графит, характеризующийся весьма низкой способностью поглощать нейтроны, используется при изготовлении реакторов.

Рекомендуемые контрольные вопросы
к теме «Самородные элементы»

1. По каким признакам можно классифицировать минералы?
2. Какой признак для классификации минералов является наиболее научно обоснованным?
3. Какие элементы встречаются в природе в свободном состоянии в виде минералов?
4. Дайте характеристику золота. Назовите коренные и россыпные месторождения золота в Казахстане и других странах.
5. По каким признакам можно определить самородную серу? Ее применение.
6. Охарактеризуйте свойства и происхождение алмаза.
7. Где находятся главные месторождения алмазов и каково их применение?
8. Каковы физические свойства графита? Его происхождение и месторождения в странах СНГ.

СЕРНИСТЫЕ СОЕДИНЕНИЯ (СУЛЬФИДЫ)

План
1. Общая характеристика сернистых соединений.
2. Описательная характеристика минералов данного класса.

К классу сульфидов относятся соединения серы с различными металлами. В земной коре количество сульфидов, по В. И. Вернадскому, составляет 0,15% по весу.

По типам связей сульфиды должны были быть типично ионными соединениями. Однако, вследствие большого ионного радиуса серы (1,74 А) при соединении с катионами большого размера происходят явления поляризации, в результате которых у катиона и аниона появляются общие электронные оболочки. Таким образом, у сульфидов возникают не чисто ионные, а ионно-ковалентные связи, а в некоторых случаях — чисто ковалентные.

Ковалентный тип связей в сульфидах определяет и характерные их физические свойства, сходные со свойствами предыдущего класса — самородными элементами, Многие минералы этого класса также имеют металлический блеск, отличаются электро- и теплопроводностью, большим удельным весом. Как правило, все они имеют небольшую твердость (порядка 3—4). Молибденит, антимонит, аурипигмент и реальгар обладают низкой твердостью (1—2), и только некоторые из сульфидов, в частности, пирит, марказит, арсенопирит и кобальтин характеризуются средней твердостью (около 5—6). Цвет большинства сульфидов темный: свинцово-серый и стально-серый у галенита, антимонита, висмутина, тетраэдрита, халькозина, молибденита, арсенопирита; темно-коричневый у сфалерита; бронзово-желтый и латунно-желтый у пирротина, пентландита, халькопирита, пирита и марказита. Только некоторые из сульфидов отличаются яркой и светлой окраской — желтой (аурипигмент, некоторые безжелезистые сфалериты — клейофаны) и красной (киноварь, реальгар). Большинство сульфидов оставляет на фарфоровой пластинке черную или зеленовато-черную черту; для сфалерита характерна коричневая черта; молибденит (в меньшей степени антимонит) прочерчивают на бумаге темную черту и этим молибденит несколько напоминает графит (черта у молибденита более светлая, слегка голубоватая).

Наиболее типичными катионами, образующими соединение с серой, являются: As^{3+}, Cu^{1+}, Cu^{2+}, Pb^{2+}, Hg^{2+}, Zn^{2+}, Fe^{2+}, Sb^{3+}, Bi^{3+}, As^{3+}, Mo^{4+}, As^{5+}, Sb^{5+}. Характерными

элементами-примесями, которые в ряде случаев извлекаются из сульфидов, являются: кадмий, индий, галлий, германий (присутствуют в сфалерите), таллий (в галените и пирите), селен (в пирите, халькопирите, молибдените, киновари). Кроме того, в сульфидах часто находятся мельчайшие механические примеси самородного золота, серебра, теллуридов и селенидов. Теллуриды и селениды близки к сульфидам и рассматриваются обычно совместно с ними.

Все сульфиды, в зависимости от их состава, типа связей и свойств, могут быть разделены на три подкласса.

1. Простые сульфиды, состав которых определяется формулой R_nS_m, где величины n и m зависят от валентности катиона.

халькозин - Cu_2S;
аргентит - AgS
галенит - PbS
сфалерит - ZnS
халькопирит - $CuFeS_2$ или $CuS{\cdot}FeS$
борнит - Cu_5FeS_4 или $2Cu2S{\cdot}CuS{\cdot}FeS$
киноварь - HgS
пирротин - FeS (поскольку часть железа в пирротине находится в виде Fe^{3+}, то правильная формула его Fe_{1-xS}
пентландит - [(Fe, Ni)S] (более правильная формула $[(Fe, Ni)_9S_8]$)
реальгар - AsS
антимонит - Sb_2S_3
висмутин - Bi_2S_3
аурипигмент - As_2S_3
молибденит - MoS_2

2. Дисульфиды. Наряду с простыми сульфидами - солями сероводородистой кислоты H_2S, в природе встречаются соединения, у которых два иона серы тесно соединены друг с другом ковалентными связями в один общий анион S_2^{2-}. Такие соединения получили название дисульфидов. Общий состав их может быть изображен в виде $R^{2+}S_2$, при этом связи между катионом R^{2+} и анионом S_2^{2-} ионно-ковалентные, а между двумя анионами серы - ковалентные. Естественно, что такие соединения будут отличаться весьма большой прочностью, что определяет высокую их твердость. В дисульфидах один из ионов серы в группе S_2^{2-} легко может замещаться мышьяком, образуя группу $[AsS]^{2-}$. В других случаях оба иона серы замещаются на As_2^{2-}. К этому подклассу относятся минералы:

Кубической сингонии	Ромбической сингонии
Пирит FeS_2	Марказит FeS_2
Кобальтин CoAsS	Арсенопирит, FeAsS

3. Сульфосоли. К ним относятся комплексные соединения, общий состав которых может быть изображен в виде $R_n[(AS, Sb)S_m]$. В. И. Вернадский рассматривал их как соли сложных сульфокислот типа H_3AsS_3, H_3SbS_3, H_3AsS_4 и т. п., в связи с чем эти минералы часто называют сульфосолями. Катион R в этих соединениях может быть представлен Cu, Pb и Ag, поэтому выделяется ряд медных сульфосолей, называемых обычно блеклыми рудами, ряд свинцовых и ряд серебряных сульфосолей. Состав этих минералов следующий:

Cu - сульфосоли - тетраэдрит (сурьмянистая блеклая руда) – Cu_3SbS_3
теннантит (мышьяковистая блеклая руда) - Cu_3AsS_3

		энаргит - Cu_3AsS_4
Pb -	сульфосоли -	джемсонит – $Pb_2Sb_2S_5$
		буланжерит – $Pb_5Sb_4S_{11}$
Ag -	сульфосоли -	прустит (красная светлая серебряная руда) – Ag_3AsS_3
		пираргирит (красная темная серебряная руда) – Ag_3SbS_3
		стефанит – Ag_5SbS_4

Условия образования сульфидов разнообразны. В природе они возникают следующим путем:

а) в магматическом процессе при ликвации основной силикатной магмы. При этом происходит отделение от силикатного расплава капель сульфидов, иногда скапливающихся в донных участках магматического резервуара. Таким путем образуются медно-никелевые сульфидные руды, состоящие из пирротина, пентландита и халькопирита;

б) наиболее часто встречаются сульфиды гидротермального происхождения. Они выделяются на протяжении всего гидротермального процесса. При этом одни сульфиды выделяются почти непрерывно (например, пирит), тогда как другие характерны только для определенных стадий процесса.

в) сульфиды могут образовываться и осадочным путем вследствие (развития на дне моря сероводородного режима, возникающего при массовой гибели организмов и их гниении. В этих условиях происходит выделение коллоидного черного дисульфида железа -мельниковита, переходящего впоследствии в марказит или пирит. Реже таким путем образуются сфалерит или галенит;

г) сульфиды возникают также при вулканогенно-осадочных процессах, когда происходят подводные извержения вулканов и значительные количества сероводорода поступают из вулканов в морскую воду;

д) в нижней части зоны окисления сульфидных месторождений в результате взаимодействия халькопирита с сульфатом меди, образующимися при окислении халькопирита, возникают специфические сульфиды зоны вторичного сульфидного обогащения - борнит и халькозин.

Таблица 1.

Минералы	Высокотемпературные (гипотермальные)	Среднетемпературные (мезотермальные)	Низкотемпературные (эпитермальные)
Арсенопирит			
Вмсмутин			
Молибденит			
Пирит			
Пирротин			
Сфалерит			
Галенит			
Халькопирит			
Блеклые руды			
Pb и Ag-сульфосоли			
Антимонит			
Киноварь			
Марказит			
Реальгар			

Сульфиды являются важнейшими рудами для извлечения из них свинца (галенит), цинка (сфалерит), меди (халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин), серебра (аргентит, красная серебряная руда), ртути (киноварь), сурьмы (антимонит), мышьяка (арсенопирит, аурипигмент, реальгар), молибдена (молибденит), висмута (висмутин), кобальта (кобальтин, шмальтин), никеля (пентландит, никелин,

герсдорфит), кадмия (сфалерит), германия (сфалерит, германит), рения (молибденит, халькопирит). Кроме того, сульфиды могут являться источником получения серной кислоты (в первую очередь пирит и пирротин), необходимой для химической промышленности.

Подкласс простых сульфидов.

ГАЛЕНИТ—PbS (от латинского слова «галена» — свинцовая руда), синоним—свинцовый блеск.

Химический состав: Pb—86,6%; **S**—13,4%; примеси Se , Ag, Au, Zn.

Сингония кубическая.

Структура координационная подобна структуре NaC1; свинец и сера находятся в шестерной координации, каждый ион свинца окружен шестью йотами серы и каждый ион серы находится в окружении шести ионов свинца.

Часто встречается в виде кристаллов, представленных кубами, кубо-октаэдрам и, пентагон-додекаэдрами; характерны также зернистые массы (мелкозернистые агрегаты галенита получили название «свинчака»).

Физические свойства — цвет свинцово-серый; черта серовато-черная; блеск металлический; спайность совершенная; слабо электропроводен; кристаллы галенита имеют детекторные свойства; твердость 2—3; удельный вес 7,4—7,6.

Диагностические признаки — большой удельный вес, цвет, сильный металлический блеск, совершенная спайность.

Происхождение преимущественно гидротермальное. Типичными спутниками являются сфалерит, халькопирит, пирит, блеклые руды; из нерудных минералов — кварц, кальцит, барит. В зоне окисления легко изменяется, переходя в англезит и церуссит.

Месторождения: в Алтын-Топкан (Таджикистан), Садонское (Сев. Кавказ), Змеиногорское, Зыряновское (Рудный Алтай), Тетюхе (Приморье) и др.; за рубежом - Галена, район Миссисипи, Ледвилл в Колорадо (США), Сулливан (Канада), Пршибрам (Чехословакия) и др.

Практическое значение - главнейшая руда на свинец, применяющийся для производства сплавов, красок, белил, свинцовых камер для хранения радиоактивного сырья, в сернокислотном производстве и др.

СФАЛЕРИТ — ZnS (название происходит от греческого слова «сфалерос»--обманчивый, из-за необычных для сульфида внешних признаков минерала), синоним - цинковая обманка. Светло окрашенная разновидность, по цвету напоминающая канифоль и не содержащая примесей железа, называется клейофаном. Темно-коричневые, почти черные сфалериты, обогащенные железом, называются марматитом.

Химический состав: Zn - 67,1%, S - 32,9; обычны примеси Fe (до 20%), Cd (до 5% - пршибрамит), In, Ge, Ga, Mn.

Сингония кубическая.

Структура аналогична структуре алмаза; вокруг каждого иона серы расположены по вершинам тетраэдра четыре иона цинка.

Встречается в виде кристаллов представленных обычно тетраэдрами или комбинациями нескольких тетраэдров, иногда в виде сплошных масс и зернистых агрегатов. На гранях тетраэдров характерна треугольная штриховка.

Физические свойства — цвет от светло-желтого (клейофан) до темно-коричневого, почти черного (марматит), реже бывает бесцветным или светло-зеленым; соответственно цвет черты — от белой до коричневой; светлые разности

прозрачны; блеск алмазный; спайность весьма совершенная; люминесцирует; твердость 3—4; удельный вес 3,9—4,1.

Диагностические признаки — алмазный блеск, совершенная спайность по шести направлениям.

Происхождение: чаще всего образуется в гидротермальных условиях совместно с галенитом, халькопиритом, пирротином; встречается также в скарнах; весьма редко бывает осадочным. В зоне окисления легко изменяется, переходя в смитсонит и каламин.

Месторождения: Змеиногорское, Зыряновское (Рудный Алтай); Садонское (Сев. Кавказ), Нагольный кряж (Украина), Тетюхе (Приморье); Пршибрам (Чехии); Бинненталь (Швейцария); Сантандер (Северная Испания) и др.

Практическое значение — основная руда на цинк; попутно могут извлекаться кадмий, индий, германий.

КИНОВАРЬ — HgS (название индийское, происхождение его точно не установлено).

Химический состав: Hg - 86,2%, S — 13,8%.

Сингония тригональная.

Структура цепочечная. В основе структуры находятся бесконечные спиральные цепочки S – Hg - S, протягивающиеся вдоль вертикальной оси.

Кристаллы ромбоэдрической формы, часты двойники. Иногда встречается в виде вкрапленных зерен, сплошных масс, примазок и налетов.

Физические свойства — цвет красный; черта красная; прозрачна в тонких обломках; блеск полуметаллический, алмазный; спайность совершенная; твердость 2—2,5; удельный вес 8,0—8,2.

Диагностические признаки — характерный ярко-красный цвет, красная черта, большой удельный вес.

Происхождение: типичный гидротермальный минерал, выделяющийся при низких температурах и давлениях – в близповерхностных условиях; часто киноварь выпадает непосредственно из горячих вод, выходящих на поверхность земли. Такого, например, происхождения киноварь в штате Невада, США. Обычными спутниками являются антимонит, реальгар, халцедон, кальцит, флюорит, барит.

Месторождения: Никитовское (Украина), Хайдарканское, Чаувайское (Киргизия); Альмаден (Испания), Идрия (Югославия).

Практическое значение – источник получения ртути, применяется в электропромышленности и приборостроении, для извлечения золота (методом амальгамации), изготовления взрывчатых веществ, в медицине и др.

Практическое значение – источник получения ртути, применяется в электропромышленности и приборостроении, для извлечения золота (методом амальгамации), изготовления взрывчатых веществ, в медицине и др.

ПИРРОТИН – $Fe_{1-x}S$ (от греческого слова «пиррос» - красноватый), синоним - магнитный колчедан.

Химический состав: Fe – 63,6%, S – 36,4%, часто содержит примеси Cu, Ni, Co, реже Mn, Zn.

Сингония гексагональная.

Структура типа гексагональной плотнейшей упаковки. Ионы железа располагаются в узлах гексагональной призмы. Каждый ион железа окружен шестью ионами серы, в свою очередь, каждый ион серы окружен шестью ионами железа. В пирротине часть железа находится в трехвалентном состоянии. Компенсация валентностей происходит при этом за счет частичного выноса двухвалентного железа. В результате некоторая часть узлов кристаллической решетки остается

незаполненной. Структуры подобного типа называются дефектными. Вследствие выноса части железа состав пирротина не отвечает формуле FeS, как этого требует его структура. Правильнее состав пирротина изображать в виде Fe_8S_9 или в общем виде $Fe_{1-x}S$.

Кристаллы исключительно редки. Встречается большей частью в виде сплошных масс или зернистых агрегатов.

Физические свойства — цвет бронзово-желтый, иногда с красным оттенком; черта серовато-черная; блеск металлический; в разной степени магнитен; спайность несовершенная; хрупок; твердость 4; удельный вес 4,6—4,7.

Диагностические признаки — характерный цвет, магнитность.

Происхождение: а) типичный минерал магматических, ликвационных медно-никелевых месторождений, связанных с основными породами. Встречается вместе с пентландитом, халькопиритом, магнетитом; б) образуется в контактово-метасоматических скарновых месторождениях в ассоциации со сфалеритом, арсенопиритом, шеелитом, реже касситеритом, магнетитом, кальцитом; в) характерец для гидротермальных месторождений, где встречается совместно со сфалеритом, галенитом, халькопиритом, касситеритом, арсенопиритом, пиритом, карбонатами, кварцем.

При выветривании в зоне окисления легко изменяется, образуя в конечном итоге лимонит, при этом возникает свободная серная кислота.

Месторождения: в России — Норильское (Красноярский край), Богословское (Северный Урал), Мончетундра (Кольский п-ов), Тетюхе (Приморье); Садбери (Канада), Теннеси (США).

Практическое значение — служит сырьем для производства серной кислоты.

ПЕНТЛАНДИТ— $(Fe, Ni)_9S_8$ (назван в честь первооткрывателя минерала Дж. Пентландау).

Химический состав: Ni — 22%, Fe - 42%, S — 36%; обычно содержит примесь кобальта (иногда до 2,5%).

Сингония кубическая.

Структура — анионы серы образуют плотнейшую кубическую упаковку, часть катионов никеля и железа заполняет тетраэдрические пустоты, другая же часть катионов находится в октаэдрической координации.

Физические свойства - цвет бронзово-желтый (более желтый, чем у пирротина); черта зеленовато-черная; блеск металлический; спайность совершенная; немагнитный; твердость 3—4; удельный вес 4,5—5.

Диагностические признаки - на глаз определяется с большим трудом по ярко-желтому цвету и совершенной спайности; от сходного пирротина отличается по отсутствию магнитности и наличию совершенной спайности.

Происхождение — встречается исключительно в срастании с пирротином в месторождениях, связанных с основными породами. В ассоциации с ними обычно находится халькопирит.

Месторождения: в России - Мончетундровское (Кольский п-ов); Норильское (Красноярский край); крупнейшее месторождение в мире Садбери (Канада), Бушвельд (Африка).

Практическое значение – руда на никель. Попутно из медно-никелевых руд извлекается кобальт, медь, металлы платиновой группы, селен, теллур.

АНТИМОНИТ—Sb_2S_3 (от латинского слова «антимониум» - сурьма).

Химический состав: Sb —71,4%, S — 28,6%, часты примеси As, Ag, Au.

Сингония ромбическая.

Структура — в основе структуры антимонита лежат лепты, сложенные зигзагообразными цепочками тригональных пирамид SbS_3. Цепочечный характер структуры отражается на облике кристаллов — они вытянуты вдоль, грани призмы, имеют столбчатые или игольчатые формы.

Физические свойства — цвет свинцово-серый; цвет черты аналогичен цвету минерала; блеск металлический; иногда появляется радужная побежалость; спайность совершенная; твердость 2—2,5; удельный вес 4,6.

Диагностические признаки — характерная форма кристаллов - игольчатые и лучистые агрегаты. От похожего на него висмутина отличается более темным цветом и поперечной штриховкой (от буланжерита — только поперечной штриховкой). Часто встречается совместно с киноварью, что может также служить диагностическим признаком.

Происхождение гидротермальное — низкотемпературное; типичные спутники: киноварь, флюорит, кальцит, барит, халцедон, реальгар и аурипигмент. В зоне окисления легко изменяется и переходит в различные окислы сурьмы (охры) желтого и белого цвета (сер-вантит, стибиконит и др.).

Месторождения: Россия — Раздольнинское (Красноярский край), Кадамджайское, Хайдарканское (Средняя Азия); Ишинокава (Япония), в провинции Юнань (КНР).

Практическое значение — основной источник получения сурьмы, использующейся в сплавах, для изготовления подшипников (антифрикционные сплавы), типографских шрифтов; применяется также в текстильном производстве, стекольном деле, в медицине и др.

АУРИПИГМЕНТ — As_2S_3 (от латинских слов «аурум» — золото, «пигментум» — краска. В древности считали, что аурипигмент содержит золото).

Химический состав: As — 61%, S — 39%, примеси Se, Sb.

Сингония моноклинная.

Структура слоистая. Сетчатые слои состоят из пирамидальных трупп, связанных друг с другом общими атомами серы. Слои соединяются между собой слабыми ван-дер-ваальсовскими связями. Слоистый мотив структуры обусловливает весьма совершенную спайность и низкую твердость аурипигмента.

Кристаллы призматические очень редки; встречаются в основном листоватые агрегаты и зернистые массы.

Физические свойства - цвет лимонно-желтый; черта желтая; [1]блеск перламутровый; спайность совершенная; твердость 1—2; удельный вес 3,4—3,5.

Диагностические признаки — определяются по ярко-желтому цвету и по характерному спутнику — реальгару.

Происхождение — типичный минерал низкотемпературных гидротермальных месторождений, встречается совместно с реальгаром, марказитом, кварцем, кальцитом. Иногда отложение происходит прямо из горячих водных источников.

Месторождения: в Грузии — Лухумское, Джульфинское (Кавказ); Аллахар (Югославия), Меркур (штат Юта, США).

Практическое значение — является рудой на мышьяк, применяется также в качестве сырья для изготовления красок.

РЕАЛЬГАР — AsS (происхождение названия неизвестно).

Химический состав: As — 70,1%, S—29,9%.

Сингония моноклинная.

Структура подобна структуре самородной серы. Различие заключается в том, что часть атомов серы в реальгаре замещена атомами мышьяка. Основу структуры составляют кольцевые молекулы As_4S_4.

Кристаллы редки, чаще всего/встречается в виде зернистых агрегатов, землистых масс, налетов, корок.

Физические свойства — цвет красный; черта оранжевая; блеск в изломе жирный; спайность совершенная, твердость 1,5—2; удельный вес 3,4—3,6.

Диагностические признаки — ярко-красный цвет, в отличие от киновари имеет оранжевую черту.

Происхождение — типичный минерал низкотемпературных гидротермальных месторождений; реальгар на воздухе легко окисляется и переходит в аурипигмент, поэтому оба минерала встречаются всегда совместно.

Месторождения — те же, что и для аурипигмента.

Практическое значение — как и аурипигмент, является рудой для получения мышьяка.

МОЛИБДЕНИТ — MoS_2 (название минерала связано со свинцово-серым цветом, по-гречески «молибдос» — свинец, синоним — молибденовый блеск.

Химический состав: Mo —60%, S — 40%; обычны примеси Re, Se.

Сингония гексагональная.

Структура слоистая, сходна со структурой графита, отсюда и большое сходство этих двух минералов. Слои ионов Mo располагаются между двумя слоями ионов S. Связь между слоями: остаточная, очень слабая, чем и объясняется низкая твердость молибденита и совершенная спайность.

Встречается в виде отдельных листочков, иногда радиально-лучистых агрегатов, довольно часто образует кристаллы таблитчатого облика.

Физические свойства - цвет стально-серый с голубоватым оттенком; черта серая; блеск металлический; спайность весьма совершенная; твердость 1; удельный вес 4,7—5,0.

Диагностические признаки — низкая твердость, металлический блеск, жирен на ощупь. От сходного с ним графита отличается голубоватым оттенком (черта на бумаге тоже имеет голубоватый оттенок), а также более сильным металлическим блеском и большим удельным весом.

Происхождение: характерный минерал пневматолито-гидротермальных и гидротермальных месторождений — встречается в грейзенах совместно с вольфрамитом, бериллом, топазом и висмутином, в высокотемпературных кварцевых жилах в ассоциации с флюоритом, пиритом и другими сульфидами, а также в скарнах и среднетемпературных гидротермальных месторождениях медно-молибденовой формации, для которой весьма характерна ассоциация молибдена с халькопиритом, серицитом и кварцем.

В зоне окисления легко изменяется, переходя в повелит и ферримолдибдит.

Месторождения: Тырныауз - Кавказ, Джидинское (Бурятия) и др.

Практическое значение – руда на молибден; последний применяется в металлургической промышленности для изготовления различных сортов легированных сталей (быстрорежущих, нержавеющих, жаростойких); используется также в химической промышленности при производстве лаков и красок.

Добываемый из молибденита рений идет на производство сплавов рения с вольфрамом, молибденом и танталом, имеющих наиболее высокие температуры плавления.

Двойные сульфиды

ХАЛЬКОПИРИТ — $CuFeS_2$ (от греческих слов «халькос» - медь и «пирит» — огонь), синоним — медный колчедан.

Химический состав: Cu - 34,57%, Fe - 30,54%, S — 34,9%; наиболее характерны примеси Ag, Au, Ga, Se.

Сингония тетрагональная.

Структура — элементарная ячейка халькопирита представляет собой удвоенную элементарную ячейку сфалерита, в которой места, занимаемые Zn, заполнены ионами Cu и Fe (рис.).

Кристаллы исключительно редки, обычно встречается в сплошных массах.

Физические свойства - цвет латунно-желтый с зеленоватым оттенком; блеск металлический; черта черная с зеленоватым оттенком; спайность (несовершенная; твердость 3,5—4; удельный вес 4,1-4,3.

Диагностические признаки - латунно-желтый цвет, небольшая твердость (в отличие от пирита), наличие побежалости.

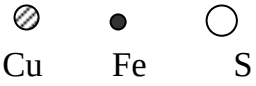


Рис. 38. Структура халькопирита

Происхождение: а) магматическое - образуется совместно с пирротином и лентлаудитом при ликвации основных магм;

б) гидротермальное - совместно с пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом и блеклыми рудами. Характерен для полиметаллических месторождений. Кроме того, халькопирит является составной частью колчеданных залежей, где он тесно ассоциирует с пиритом, в меньшей степени с арсенопиритом и сфалеритом. Из жильных минералов халькопириту сопутствуют кварц, кальцит, эпидот, хлорит, флюорит;

в) осадочное - халькопирит встречается в виде цемента в песчаниках («медистые песчаники»).

В зоне вторичного обогащения халькопирит изменяется, переходя в борнит, халькозин, ковеллин, а в верхней части зоны окисления по нему развивается куприт, малахит, азурит, лимонит, хризоколла и другие вторичные минералы.

Месторождения: Джезказганское (Казахстан); в России - Блявинское, Турьинские рудники (Урал); Алмалыкское (Узбекистан), Агараюское (Армения); Бисби (шт. Аризона, США), Катанга (Конго), Садбери (Канада).

Практическое значение - основная руда на медь.

БОРНИТ - Cu_5FeS_4 (назван по имени И. Борна - австрийского минералога).

Борнит (пестрая медная руда) **Cu_5FeS_4** (Cu 63,3%).

Сингония кубическая. Кристаллы редки; обычно образует сплошные, зернистые массы и вкрапленники.

Цвет в свежем изломе темный медно-красный. Почти всегда покрыт яркой пестрой побежалостью. Черта серовато-черная, блеск металлический. Спайности нет. Твердость 3. Плотность 5,0—5,2.

Химический состав: Cu - 63,3%, Fe - 11,2%, S - 25,5%, примеси Pb, Ag.

Сингония кубическая.

Структура координационная. Борниту свойственна усложненная кубическая решетка. По вершинам и в центрах граней элементарного куба, а также в центрах четырех из восьми его октантов находятся тетраэдры $[Fe^{3+}S_4]$. В вершинах их вокруг иона $Fe^{3}+$ размещаются ионы S^{2-}. На ребрах тетраэдров между ионами серы располагаются ионы Cu^{1+}. Поскольку не все эти позиции заняты ионами Cu^{1+}, часть их окислена до Cu^{2+}. В связи с этим в формуле борнита четыре иона меди одновалентны, а пятый ион меди имеет валентность два.

Кристаллы крайне редки. Встречается чаще всего в виде сплошных масс.

Физические свойства — цвет в свежем изломе медно-красный до лилового; обычно минерал покрыт радужной ярко-синей побежалостью; черта серовато-черная; блеск полуметаллический; спайности нет; твердость 3; удельный вес 4,9—5,0.

Диагностические признаки - ярко-синяя побежалость, на свежем изломе характерный медно-красный цвет.

Происхождение: а) гидротермальное - борнит встречается вместе с халькопиритом, иногда сфалеритом и галенитом; б) в зоне вторичного сульфидного обогащения борнит постоянно образуется по халькопириту и тесно ассоциируется с халькозином. В зоне окисления борнит легко изменяется, переходя в ковеллин, а затем в куприт, лимонит и малахит.

Месторождения: Успенский рудник, Джезказганское (Казахстан); в России - Дзержинское (Урал); Бьютт, Бисби (США), Браден (Чили) и др.

Практическое значение - руда на медь.

Дисульфиды и их аналоги

ПИРИТ —FeS_2 (от греческого слова «пирос» — огонь; происхождение названия связано, по-видимому, со свойством пирита при ударе давать искры), синоним — серный колчедан.

Химический состав: Fe — 46,6%, 3 — S3,4%, примеси Ni, Co, Se, TI, Cu, Mn, As, Sb, иногда Au. Предполагается, что золото находится в пирите в тонкодисперсном состоянии.

Сингония кубическая.

Структура — основу составляет кубическая решетка, подобная решетке NaC1. Ионы железа занимают места натрия, а спаренные ионы серы $[S_2]^{2-}$ — позиции хлора. Встречается пирит в виде хорошо образованных кристаллов в форме куба, пентагондодекаэдра и др., реже в виде вкраплений и сплошных масс.

Физические свойства — цвет золотисто-желтый, латунно-желтый; блеск металлический; черта зеленовато-черная; спайность несовершенная; твердость 6—6,5; удельный вес 4,9—5,2.

Диагностические признаки — золотисто-желтый цвет, большая твердость, характерные кристаллы в форме куба, штриховка на гранях.

Происхождение — пирит является чрезвычайно распространенным минералом и образуется почти при всех процессах минералообразования: а) в виде вкраплений или как акцессорный минерал связан с различными горными породами —гранитами, диоритами и другими, возникающими при магматической кристаллизации; б) встречается в скарнах — контактово-метасоматических образованиях, где пирит ассоциирует с другими сульфидами, магнетитом, пироксенами, гранатами; в) образует самостоятельные крупные скопления в гидротермальных жилах и встречается как спутник многих рудных минералов; г) встречается в виде сплошных масс •совместно с халькопиритом в колчеданных типах месторождений; д) в осадочных породах образуется в восстановительной среде в виде конкреций и приурочен к песчано-глинистым и угленосным толщам.

На земной поверхности неустойчив и переходит в лимонит.

Месторождения: в России в большом количестве пирит распространен в Калитинском, Дегтярском, Карабашском, Блявинском месторождениях (Урал), Чирагидзорском (Азербайджан), крупнейшие месторождения известны в Испании (Рио-Тинто), Норвегии (Сулительма).

Практическое значение — пиритовые руды служат сырьем для получения серной кислоты. Попутно из них добывают селен, таллий.

АРСЕНОПИРИТ—FeAsS (назван по сходству состава и структуры с пиритом, в котором часть серы замещена мышьяком).

Химический состав: Fe — 34,3%, As — 46,0%, S—19,7%, типичные примеси Co, Ni, Sb, Au.

Сингония ромбическая.

Структура близка к структуре пирита — один атом серы замещен атомом мышьяка. Атомы железа октаэдрически окружены атомами серы и мышьяка. Арсенопирит встречается в виде зернистых агрегатов и хорошо образованных кристаллов.

Физические свойства — цвет оловянно-белый; обычно побежалость желтого цвета; черта темно-серая; блеск металический; хрупкий; спайность совершенная; твердость 5,5—6; удельный вес 5,9-6,2.

Диагностические признаки — оловянно-белый цвет, большая твердость, чесночный запах при ударе, штриховка на гранях кристаллов.

Происхождение — образуется преимущественно в гидротермальных высокотемпературных жилах, а также в контактово-метасоматических месторождениях. Ассоциируется с вольфрамитом, пиритом, самородным золотом, шеелитом и др. В зоне выветривания арсенопирит разлагается и переходит в скородит.

Месторождения: в России — Качкарское (Урал), Брич-Мулла (Узбекистан), Дарасунское, Запокровское (В. Забайкалье); за рубежом— Миттерберг (Австрия), Сулительма (Норвегия), Тавистоке (Англия).

Практическое значение — используется для получения мышьяка и его соединений.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Сернистые соединения»

1. Какие минералы относятся к сульфидам? Их практическое значение.
2. Охарактеризуйте пирит. Какая форма кристаллов характерна для пирита?
3. По каким физическим свойствам определяется пирротин?
4. Напишите формулу пентландита. Его происхождение, месторождения и значение.
5. Какие свойства характерны для арсенопирита? Его практическое значение.
6. Назовите синонимы минералов: пирита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита, молибденита, антимонита.
7. По каким признакам определяется молибденит? Его происхождение и месторождения.
8. В чем отличие пирита от халькопирита?
9. Какие минералы образуются за счет разрушения халькопирита?
10. Назовите крупные месторождения медных руд на территории Казахстан и СНГ.
11. Перечислите сульфиды содержащие медь.
12. Что характерно для борнита?
13. Охарактеризуйте сульфиды свинца и цинка.
14. Какой блеск имеют халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, киноварь?
15. С какими сульфидами совместно встречается галенит?
16. Какие руды называются полиметаллическими?
17. Назовите главные районы распространения полиметаллических руд в Казахстане и СНГ.
18. Какую спайность имеют галенит, пирит, молибденит?
19. Какие признаки характерны для реальгара и аурипигмента? Происхождение этих минералов.
20. Из какого минерала добывается сурьма?
21. Каковы формы кристаллов и характерные свойства антимонита?

22. С какими минералами и где встречается антимонит?
23. По каким признакам легко узнать киноварь? Ее происхождение, месторождения и значение.

Тема 1.6. ГАЛОГЕНИДЫ И ОКСИДЫ (ОКИСЛЫ)

План
1. Общая характеристика галогенидов.
2. Описательная характеристика минералов данного класса.

Галогениды имеют большое практическое значение. Они применяются в пищевой, химической, стекольной промышленности, а также в сельском хозяйстве.

Минералы этого класса представлены солями кислот HF, HC1, HJ и HBr. В природе большим распространением пользуются HC1 и HF, в связи с чем наиболее распространены простые — NaCl (галит), KC1 (сильвин) и сложные $MgC1_2 \cdot KC1 \cdot 6H_2O$ (карналлит) хлориды, а также фториды CaF (флюорит). Большинство из этих соединений кристаллизуется в кубической сингонии.

Для галлоидов натрия и калия характерна типичная ионная связь, которая определяет их физические свойства: прозрачность, стеклянный блеск, небольшой удельный вес, низкую твердость, легкую растворимость в воде, низкие показатели преломления. При замене натрия и калия тяжелыми металлами (например, Ag) ионные связи в этих минералах вследствие поляризации ионов меняются на ионно-ковалентные, в результате чего изменяются их физические свойства. Точно так же, при замене C1 на F, ионные связи меняются на ионно-ковалентные, поэтому такой минерал, как флюорит, нерастворим в воде, хотя он сохраняет прозрачность, стеклянный блеск, низкие показатели преломления и другие свойства, характерные для хлоридов.

Хлориды образуются преимущественно в экзогенных условиях, крупные скопления их имеют осадочное происхождение (соляные залежи).

Фториды (флюорит) имеют в основном эндогенное происхождение, образуя значительные концентрации в месторождениях гидротермального типа.

Ниже рассмотрены только наиболее распространенные минералы.

Хлориды.

ГАЛИТ — NaC1 (от греческого слова «галос» — соль), синоним каменная соль.

Химический состав: Na — 39,4%, C1 —60,6%:.

Сингония кубическая**.**

Структура — характеризуется плотнейшей кубической упаковкой (рис. 39). Каждый ион хлора окружен шестью ионами натрия, каждый ион натрия - шестью ионами хлора. Координационное число Na и C1 равно 6. Очень часто встречается в форме хорошо образованных кристаллов — кубов, образует друзы, сплошные массы, корки.

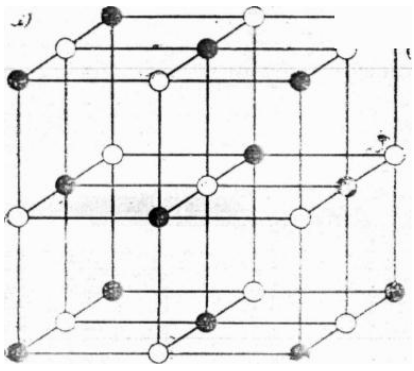


Рис. 39 Структура (а) и кристалл (б) галита

Физические свойства - большей частью бесцветный, белый, но благодаря различным механическим примесям (железа, битумов) может быть красным, серым, синим

(синий цвет характерен в тех случаях, когда галит встречается вместе с сильвином — KC1.

Объясняется это тем, что под воздействием радиоактивного изотопа K^{40} ионы натрия приобретают свободные электроны и становятся нейтральными, что и придает галиту синюю окраску*); блеск стеклянный; легко растворим; спайность совершенная по кубу; твердость 2; удельный вес – 2,1-2,2.

Диагностические признаки – соленый вкус, низкая твердость, спайность по клубу.

Происхождение преимущественно осадочное. Главным источником галита являются воды океанов, в которые Na и C1 сносятся водными потоками из разрушенных горных пород. Кроме того, большое количество NaC1 попадает в море благодаря деятельности подводных вулканов. Испарение замкнутых бассейнов, заливов, соленых озер приводит к накоплению каменной соли.

Древние соленосные осадки при деформации, под действием толщ вышележащих пород, образуют, сплошные пласты твердой каменной соли. Иногда такие пласты выдавлива

формы. Залежи каменной соли и отложения самосадочной соли являются основными типами месторождений промышленного значения.

В небольшом количестве галит образуется из возгонов вулканов и отлагается на стенках кратеров вулканов (белые корки галита известны в кратере Везувия).

Отмечаются также отложения солеи, в том числе и гадита, из вод соляных источников. Галит присутствует в составе солончаков, представляющих собой выцветы солей; они появляются на почвах засушливых, пустынных районов.

Месторождения: Илецкая защита (Казахстан), Соликамское (Урал), оз.Баскунчак; Артемовское (Украина); Величка (Польша), месторождения в районе Пенджаба (Северная Индия) и др.

Практическое значение — применяется в пищевой — промышленности, в химической — для производства хлора, соды, едкого натра, соляной кислоты, получения металлического натрия; как восстановитель — в черной и цветной металлургии; в электротехнической промышленности — для изготовления разрядных ламп и электропроводов, состоящих из натриевых нитей, покрытых оболочкой меди.

СИЛЬВИН — КС1 (назван в честь голландского врача и химика Сильвия де Баги).

Химический состав: К — 52,5%, Cl — 47,5%, примеси КВг, PbC1, CsC1, NaC1, Fe_2O_3. Часто содержит включения углекислоты, азота, водорода, метана и даже гелия.

Сингония кубическая.

Структура аналогична структуре галита. Кристаллы в виде кубов редки; обычно сильвин встречается в сплошных зернистых массах в парагенезисе с галитом, образуя породу, называемую сильвинит.

Физические свойства — чистые разности бесцветны, но чаще всего сильвин бывает молочно-белым (из-за многочисленных включений пузырьков газа) или красным, оранжевым, розовым (вследствие механической примеси окислов железа); блеск стеклянный; спайность весьма совершенная; вкус горько-соленый; твердость 1.5—2; удельный вес 1,9—2,0.

---

*) *Такая же окраска получается при пропитывании прозрачной каменной соли парами металлического натрия или при облучении ее рентгеновскими лучами*.

Диагностические признаки - горько-соленый вкус, легкая растворимость, парагенезис с галитом, окрашенным в синий цвет.

Происхождение — встречается вместе с галитом в усыхающих соленых озерах, где выпадает одним из последних. В природе распространен значительно меньше, чем галит. Возможно образование при извержении вулканов на стенках кратеров и в трещинах застывших лав. Возникает при разложении карналлита (MgCl2 X KCl·$6H_2O$).

Месторождения: в России — Соликамское (Урал), Калушское и Стебникское (Прикарпатье); Страссфуртское (Германия), в Эльзасе (Франция).

Практическое значение — является важнейшим сырьем для получения калийных удобрении, частично используется в химической промышленности для производства различных препаратов калия.

КАРНАЛЛИТ — $MgCl·KC1·6H_2O$ (назван в честь немецкого инженера Карналля).

Химический состав: Mg — 8,7%, К — 14,1 %, С1 — 38,3%, H_2O — 38,9% примеси Вг, Rb, Cs.

Сингония ромбйческая.

Структура минерала изучена слабо. В кристаллах почти не встречается, образует сплошные мелкозернистые массы. Редкие кристаллы имеют псевдогексагональный облик.

Физические свойств – цвет от розового до красного, иногда розовато-желтого, реже наблюдаются бесцветные разности; блеск стеклянный, на воздухе жирный; спайности нет; вкус горько-соленый; сильно гигроскопичен — на воздухе легко расплывается; твердость 2—3; удельный вес 1,6.

Диагностические признаки — большая гигроскопичность (на воздухе, быстро сыреет); при нагревании на стекле растворяется в собственной кристаллизационной воде. При сверлении ножом издает характерный треск, вследствие вскрытия и разрыва включений.

Происхождение — образуется совместно с галитом и сильвином при осаждении из вод и рассолов в замкнутых водных бассейнах. Карналлит осаждается в последней стадии высыхания бассейнов.

Месторождения: в России - Соликамское (Урал), Стебникское (Закарпатье), Старобинское (Белоруссия); Страссфуртское (Германия), в штатах Техас, Оклахома (США).

Практическое значение - используется для получения калийных удобрений, а также является сырьем для получения металлического магния, используемого в виде сплавов с алюминием в авиационной промышленности, для производства сигнальных огней, ярких световых вспышек.

Фториды

ФЛЮОРИТ — CaF_2 (от латинского слова «флюо» — теку, из-за способности минерала легко плавиться при нагревании), синоним — плавиковый шпат.

Химический состав: Са — 51,2%, F — 48,8%, обычны примеси редких земель, U, Mn и Sr.

Сингония кубическая.

Структура координационная, в узлах и центрах граней большого куба расположены ионы кальция, в центрах восьми малых кубов, заключенных в большом, находятся ионы фтора. Каждый ион кальция окружен восемью ионами фтора, а ионы фтора заключены между четырьмя ионами кальция. Соответственно,

координационное число кальция равно 8, фтора — 4. Такая структура носит название флюоритовой.

Встречается в виде кристаллов кубической, октаэдрической и додекаэдрической форм, образует также неправильные зерна, сплошные зернистые массы, натечные и радиально-лучистые агрегаты.

Физические свойства — цвет различный — белый, зеленый, фиолетовый, желтый; характерны зонально окрашенные кристаллы; иногда встречаются прозрачные кристаллы (оптический флюорит); блеск стеклянный; спайность совершенная по октаэдру; типична люминесценция; твердость 4; удельный вес 3—3,2.

Диагностические признаки — характерные кристаллы; спайность по октаэдру. От кварца и топаза, с которыми иногда сходен, отличается меньшей твердостью и наличием спайности по октаэдру.

Происхождение — главным образом гидротермальное. Флюорит встречается в жилах с сульфидами, вольфрамитом, кальцитом.

Весьма часто образуется в грейзенах совместно с вольфрамитом, топазом, молибденитом. Крупные флюоритовые месторождения возникают в результате замещения известняков гидротермальными фторсодержащими растворами. В этих породах флюорит ассоциируется с литиевым мусковитом, хрупкими слюдами (эфеситом, маргаритом) и бериллиевыми минералами. Флюорит является также характерным минералом некоторых типов пегматитов (хрусталеносных или камерных), в которых он выполняет миароловые пустоты. Флюорит слагает также низкотемпературные гидротермальные жилы, цементирует брекчии и зоны дробления. В этом случае он часто ассоциируется с баритом, халцедоном, киноварью и антимонитом.

Месторождения: В Казахстане**,** в России — Калангуй (Забайкалье), Аурахмат, Брич-Мулла (Узбекистан), Амдерминское (Архангельская обл.), Покровско-Киреевское на Украине.

Практическое значение — используется в химической промышленности для производства фтористоводородной кислоты в металлургической — как плавень при производстве алюминия, в качестве флюса; в оптической — для изготовления линз (оптический флюорит); в керамической – при производстве матовых стекол.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Галогениды»

1. Какую форму и спайность имеют кристаллы флюорита?
2. Какого цвета может быть флюорит?
3. Каково происхождение флюорита? Где находятся его месторождения?
4. Охарактеризуйте галит.
5. По каким признакам отличается галит от сильвина?
6. Каково происхождение галита?
7. Где находятся главнейшие месторождения галита, сильвина и карналлита? Практическое значение этих минералов.

ОКСИДЫ (ОКИСЛЫ).

План

1. Общая характеристика класса оксидов.

2. Описательная характеристика минералов данного класса.

Окислы представляют собой соединения металлов с кислородом.

Разнообразие минералов определяется присутствием в них различных катионов: Mg Fe, Ni, Zn, Cu, Si, A1, Cr, Ti, Sn, U.

Класс окислов разделяется на три подкласса: 1) простые окислы; 2) сложные окислы; 3) гидроокислы.

По своей структуре это ионные постройки с ионным типом связи. Соединения с подобными структурами характеризуются высокой твердостью (5 — 7), высокой химической стойкостью, тугоплавкостью. Для многих минералов, содержащих железо, типичен темный, почти черный цвет, полуметаллический блеск (хромит, магнетит, ильменит).

Большинство гидроокислов характеризуется слоистой структурой с ионной связью в пределах слоев, которые, в свою очередь, соединены друг с другом слабыми остаточными связями. Появление слоистой структуры обусловливает изменение физических свойств — понижение твердости до 3 — 3,5, появление совершенной спайности.

Минералы класса окислов широко распространены и составляют 17% от веса земной коры. Большая часть окислов образуется в верхних частях земной коры в условиях наличия свободного кислорода, при этом имеет значение не только свободный кислород воздуха, но также и кислород, содержащийся в водах, приникающих в земную оболочку.

Образование окислов происходит при различных процессах, в том числе и эндогенном минералообразовании — магматическом, пегматитовом, гидротермальном.

Окислы являются также типичными образованиями зоны окисления рудных месторождений (куприт, гематит); часто они возникают в водных бассейнах (морях, озерах, болотах), например гидроокислы марганца, железа, кремния.

Простые оксиды.

КОРУНД — $A1_2O_3$ («корундум» — старинное индийское название минерала).

Химический состав: A1 — 52,9%; незначительные примеси Cr и Ti придают красную и синюю окраску разновидностям корунда — рубину и сапфиру.

Сингония тригональная.

Структура слоистая. Ионы кислорода находятся в плотнейшей гексагональной упаковке и располагаются листами, наложенными один на другой. Катионы A1 находятся между двумя такими листами в виде гексагонов, заполняя две трети октаэдрических пустот.

Встречается корунд в виде бочонковидных кристаллов, а также в зернах и сплошных зернистых массах.

Физические свойства — цвет корунда серый, синевато-серый; блеск стеклянный; спайность отсутствует, часто проявлена отдельность в одном направлении; твердость 9; удельный вес 3,95—4,10. Диагностические признаки — цвет, характерные формы кристаллов и высокая твердость.

Происхождение: образуется в породах, бедных кремнеземом, или в обстановке, характеризующейся значительным избытком глинозема при

ограниченном содержании щелочей. Известны следующие типы месторождений корунда: а) магматические — корундовые сиениты и анартозиты; б) пегматитовые — сиенитовые пегматиты, не содержащие кварца (в сиенитовых пегматитах корунд находится с полевым шпатом и биотитом); в) контактово-метасоматические — во вторичных кварцитах, образующихся за счет кислых эффузивов при воздействии на них гидротермальных растворов, и в кристаллических известняках на контакте их с изверженными погюдами; г) метаморфические — при метаморфизме бокситов или бедных основаниями алюмо-силикатных пород, в которых корунд образуется вместе с мусковитом, рутилом, диаспором.

Месторождения: Семиз-Бугу (Казахстан), район Кыштыма (Урал); в Бирме, Индии (драгоценные разновидности корунда — сапфир, рубин), Таиланде (сапфир в россыпях).

Практическое значение — благодаря своей большой твердости является абразивным материалом (точильные корундовые круги, диски, наждачные бумаги), используемым главным образом в металлообрабатывающей промышленности. Рубин и сапфир применяются в ювелирном деле.

ГЕМАТИТ — Fe_2O_3 (от греческого слова «гематикос» — кровавый), синонимы — железный блеск, красный железняк.

Химический состав: Fe —70%, изоморфные примеси Ti, Mg. В виде механических примесей присутствуют кремнезем и глинозем.

Сингония тригональная.

Структура аналогична структуре корунда. Встречается гематит в виде таблитчатых или пластинчатых кристаллов, но особенно часто образует сплошные скрытокристаллические массы, листоватые, чешуйчатые и землистые агрегаты. Характерные агрегаты имеют собственные названия: а) железный блеск — тонкокристаллические, иногда чешуйчатые агрегаты черного цвета; б) красный железняк — плотные агрегаты красного цвета; в) красная стеклянная голова — крупные почковидные образования концентрически-скорлуповатого или радиально-лучистого строения.

Физические свойства — цвет от железно-черного до стально-серого; окисленные, землистые разности гематита обладают кирпичным цветом; блеск полуметаллический; черта вишнево-красная; спайности нет; твердость 5,5—6; удельный вес 5,0—5,3.

Диагностические признаки — вишнево-красная черта, сравнительно высокая твердость, отсутствие магнитности.

Происхождение — образуется при различных процессах минералообразования в условиях окислительной среды. Изредка гематит возникает в магматических породах и в пегматитах. Встречается на стенках кратеров вулканов. Обычен в гидротермальных месторождениях вместе с кварцем, баритом. Предполагается, что железо находится в гидротермальных растворах в виде комплексных соединений типа $Na[Pe^{3+}C1_4]$ или $Na_2[Fe^{2+}C1_4]$, из которых в зависимости от низкого или высокого потенциала кислорода образуется гематит или магнетит.

Согласно А. Г. Бетехтину, гематит может образоваться путем гидролиза хлорного железа

$$2FeC1_3+3H_2O \rightarrow Fe_2O_3 + 6HC1$$

Основная масса гематита возникает: а) в результате метаморфизма толщ бурого железняка, которые в условиях повышенного давления и температуры обезвоживаются и превращаются в гематитсодержащие породы. Таким путем образуются железистые кварциты месторождений КМА и района Кривого Рога; б) в коре выветривания — при дегидратации бурого железняка в условиях жаркого

климата. Гематит в таких месторождениях встречается часто совместно с гидроокислами алюминия — диаспором и бёмитом; г) при окислении (марматизации) магнетита в верхних зонах магнетитовых месторождений. Окисление магнетита происходит по следующей реакции:

Месторождения: В Казахстане – Кустанайская область, Соколово-Сарбайская группа, Кривой Рог (Украина), Россия - КМА (Курская магнитная аномалия), Кутимское, гора Магнитная, гора Высокая (Урал).

Практическое значение — руда на железо.

КАССИТЕРИТ - SnO_2 (от греческого слова «касситерос» — олово), синоним — оловянный камень.

Химический состав: Sn — 78,8%; примеси Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ta, Nb, Mn реже Zn, W

Сингония тетрагональная.

Структура цепочечная, аналогична структуре рутила, в которой место титана занимает олово.

Касситерит образует кристаллы столбчатого бипирамидального и бипирамидально-призматического облика. Наблюдаются также зерна неправильной формы, реже натечные образования — «деревянистое олово».

Физические свойства — цвет в зависимости от примесей бурый, коричневый, желтый, белый, иногда черный, изредка почти бесцветный; блеск алмазный, слегка жирный; спайность несовершенная:, излом раковистый; хрупок, твердость 6—7; удельный вес 6,8—7,0. Касситерит весьма устойчив к химическому и механическому воздействиям и поэтому часто встречается в россыпях.

Диагностические признаки — определяется по высокой твердости, большому удельному весу, форме кристаллов. Более точно диагностируется при действии HCl на предполагаемое зерно касситерита, помещенное на цинковую пластинку. В результате реакции зерно касситерита покрывается характерным налетом металлического олова.

Происхождение: а) пегматитовое — встречается вместе с мусковитом, кварцем, полевыми шпатами, танталитом, колумбитом, турмалином. Касситерит в пегматитах образует бипирамидальной формы кристаллы темно-бурого почти черного цвета. Обычно содержит примеси тантала и ниобия; б) пневматолито-гидротермальное — в оловоносных грейзенах и жилах касситерит-кварцевой формации в парагенезисе с топазом, флюоритом, турмалином, вольфрамитом, бериллом. Кристаллы из этого типа месторождений имеют большей частью короткопризматическую форму, более светлую окраску бурых тонов. Содержание примесей обычно не столь высокое по сравнению с содержанием их в касситеритах из пегматитов; в) гидротермальное — в жилах касситерит-кварцевой формации в парагенезисе с топазом, флюоритом, турмалином, вольфрамитом, бериллом. Кристаллы из этого типа месторождений имеют большей частью короткопризматическую форму, более светлую окраску бурых тонов. Содержание примесей обычно не столь высокое по сравнению с содержанием их в касситеритах из пегматитов; в) гидротермальное – в жилых касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формации, в которых касситерит встречается в ассоциации с кварцем, турмалином, хлоритом, а также с халькопиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом. Касситерит имеет форму неправильных зерен или ярко выраженных столбчатых кристаллов. Цвет его светло-бурый, иногда очень светлый, почти бесцветный. В качестве примесей в касситерите из этих месторождений типичны индий и вольфрам.

Месторождения: Казахстан – Калбинский хребет, в России— Хрустальное (Приморье), Хинганское (Хабаровский край), Шерловая гора, Хапчерангинское (Забайкалье).

Практическое значение — основная руда на олово, которое находит широкое применение для производства белой жести, различных сплавов с медью (бронз), цинком, медью и свинцом (латуни) и др.; для лужения посуды; изготовления станиоля.

ПИРОЛЮЗИТ — MnO_2 (от греческих слов «пир» — огонь и «люсис» — уничтожение, мытье, в связи с применением в стекольном производстве для уничтожения зеленого оттенка у стекла).

Химический состав: Mn — 63,2%; в тонкозернистых и сплошных массах характерны механические примеси Fe_2O_3, SO_2.

Сингония тетрагональная.

Структура аналогична структуре рутила. Обычно образует сплошные зернистые, сажистые или плотные порошковатые массы, почковидные конкреции, волокнистые или радиально-лучистые агрегаты. Кристаллы очень редки. Они имеют игольчатый или изометрический облик.

Физические свойства — цвет черный до стально-серого, черта черная, иногда синевато-черная; блеск полуметаллический, у рыхлых разновидностей матовый; непрозрачен; хрупок; излом неровный; спайность совершенная; твердость кристаллов 6—5, агрегатов и землистых масс — 5—2; удельный вес 5,0 (кристаллы), 4,5—5,0 (агрегаты).

Диагностические признаки — черный цвет минерала и черты. От других марганцевых минералов (псиломелана, манганита) отличается незначительно — более совершенной спайностью, большей хрупкостью и отсутствием в его составе воды.

Происхождение, в основном, экзогенное, реже возникает при метаморфических и гидротермальных процессах. Экзогенные месторождения образуются осадочным путем, а также при развитии процессов выветривания в зонах окисления осадочных месторождений (марганцевых шляпах). Обычно пиролюзит находится совместно с другими марганцевыми минералами (манганитом, псиломеланом, гаусманитом и др.). В зоне окисления пиролюзит (наиболее устойчивый в этих условиях) замещает большинство марганцевых минералов.

Месторождения: Казахстн – Центральный Казахстан (Джезды), Карагандинская область (Западный и Восточный Каражал), Западный Казахстн (Чуулдак); Никопольское (Украина), Чиатурское (Грузия).

Практическое значение — один из главных компонентов марганцевых руд, используемых для получения ферромарганца и специальных сталей, а также применяется в качестве восстановителя при плавке железных руд с целью удаления вредных примесей (фосфора, кремния, серы). Пиролюзит используется в химической промышленности для получения кислорода и хлора, изготовления реактивов; в электротехнической промышленности — для производства сухих батарей.

КВАРЦ—SiO_2 (происхождение названия неизвестно).

Химический состав: Si — 46,7%; примеси практически не характерны.

Сингония тригональная. Существует несколько полиморфных модификаций кварца, устойчивых при определенных температурах и нормальном давлении: β-кварц (тригональный) устойчив при температуре менее 573° С; α-кварц (гексагональный) существует в интервале 573—870° С; β-тридимит (гексагональный) устойчив при 870—1470° С;

β-кристобалит (кубический) кристаллизуется в интервале температур 1470—1710° С.

Структура низкотемпературного наиболее распространенного кварца показана на; основу ее составляет кремнекислородные тетраэдры, в середине каждого из которых помещается ион кремния, а по вершинам — ионы кислорода. Тетраэдры соединяются друг с другом и образуют каркас. Поэтому кварц можно относить как к окислам, так и к каркасным силикатам.

Кварц часто встречается в виде удлиненных призматических кристаллов с развитыми гранями ромбоэдров. На гранях призмы кварца типична поперечная штриховка. Иногда наблюдаются двойники. В пустотах кварц обычно образует друзы сросшихся кристаллов. Значительная часть кварца встречается в виде азерен и сплошных зернистых агрегатов.

Физические свойства — бесцветный, белый, серый, реже розовый, фиолетовый (аметист), прозрачный (горный хрусталь), иногда дымчатый до черного (морион); блеск стеклянный; спайность несовершенная; излом раковистый; твердость 7; удельный вес 2,65—2,66.

Диагностические признаки — стеклянный блеск, высокая твердость, раковистый излом, поперечная штриховка на призматических гранях.

Разновидности: халцедон — скрытокристаллическая разновидность, встречается в виде почек, жеод. Полосчатые халцедоны называются агатами.

Опал – аморфная, содержащая воду разновидность $SiO_2 \cdot nH_2O$. Встречается в виде натеков и сплошных масс. Отличается от кварца и холцедона пониженной твердостью (до 5 по шкале Мооса). Блеск матовый, восковой. Обычно бесцветный, но за счет примесей может иметь различную окраску – черную (примеси битумов), зеленую (примеси меди), желтую, бурую (примеси железа); прозрачные разности опала называются благородным опалом.

Яшма – плотное образование криптокристаллического халцедона метаморфического происхождения. Яшмы имеют различную пеструю или полосчатую окраску.

Происхождение – кварц и его разновидности распространены исключительно широко и возникают при самых различных процессах минералообразования: а) магматических – кварц образуется в кислых интрузивных породах – гранитах, кварцевых порфирах и др., где он встречается вместе с полевыми шпатами и слюдами; б) пегматитовых – кварц слагает значительный объем пегматитовых тел, в пустотах некоторых из них он образует прекрасно ограниченные кристаллы; в) гидротермальных – кварц является главным жильным минералом; с поздними низкотемпературными стадиями связано также отложение халцедона; г) при экзогенных процессах раскристаллизация гелей кремнезема часто приводит к образованию кварца или халцедона, иногда возникает опал. В результате отмирания живых микроорганизмов – губок, водорослей, которые концентрируют кремнезем, возникают своеобразные кремнистые породы – диатомиты.

Месторождения кварца необычайно многочисленны: Казахстан (Калбинский хребет), Рудный Алтай; в России горный хрусталь известен на Урале, в Сибири, Средней Азии; халцедон – в Карпатах; агаты – в Грузии, Якутии; яшмы – на Урале, Алтае. Месторождения кварцевого песка находятся в Московской (Люберецкое) и Владимирской (Гусь-Хрустальное) областях.

Практическое значение – применение кварца и его разновидностей исключительно разнообразно. Кристаллы прозрачного кварца применяются в радиотехнике (пьезокварц), в оптике. Агаты используются в точной механике в качестве подшипников, часовых камней. Зернистый и жильный кварц применяется в силикатном, керамическом производстве для изготовления стекла, огнеупоров и

химически стойкой посуды. Яшмы и благородный опал используют в качестве поделочных камней, диатомит – как полировочный материал.

Сложные оксиды.

МАГНЕТИТ – $FeFe_2O_4$ (предполагается, что название происходит от имени пастуха Магнеса, который впервые обнаружил камень, притягивающий к себе железный наконечник его палки).

Химический состав: Fe – 72%; FeO – 31%, Fe_2O_3 – 69%; примеси Ti, Cr, Mg.

Сингония кубическая.

Структура координационная; основным элементом структуры являются октаэдры, пустующие колонки между ними выполнены полосами из тетраэдров. Трехвалентные катионы находятся в окружении шести ионов кислорода, занимающихся вершины октаэдра, двухвалентные катионы окружены четырьмя ионами кислорода, расположенными по вершинам тетраэдра. При этом каждый ион кислорода связан с одним двухвалентным и тремя трехвалентными катионами. Такая структура магнетита определяет его октаэдрическую форму и физические свойства — высокую, твердость, отсутствие спайности и др.

Магнетит встречается в виде сплошных мелкозернистых масс, отдельных вкраплений и кристаллов. Последние образуют ясно выраженные октаэдры, реже ромбододекаэдры.

Физические свойства — цвет черный; черта черная; блеск полуметаллический; спайность отсутствует, иногда появляется отдельность; сильно магнитен; твердость 5,5—6; удельный вес 4,9—5,2.

Диагностические признаки — сильно выраженная магнитность.

Происхождение: а) магматическое — в основных породах; б) метасоматическое— в карбонатитах, где образует иногда крупные скопления; в) контактово-метасоматическое — в скарнах, к которым приурочены крупные месторождения магнетита. Магнетит в этих образованиях ассоциируется с кальцитом, гранатами, пироксенами, сульфидами, эпидотом, хлоритом; г) гидротермальное. Самостоятельные месторождения очень редки. Большей частью в этом типе месторождений встречается как спутник сульфидов; д) при явлениях регионального метаморфизма магнетит образуется в результате дегидратации гидроокислов железа в восстановительных условиях по следующей реакции:

$$Fe_2O_3 \cdot nH_2O \rightarrow Fe_2O_3 + H_2O$$

Бурый железняк Гематит

$$6Fe_2O_3 \rightarrow 4Fe_3O_4 + O_2$$

Гематит Магнетит

Таким путем за счет осадочных отложений гидроокислов железа возникли месторождения железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (КМА), района Кривого Рога, которые представлены гематитовыми и магнетитовыми рудами.

Месторождения: Казахстан – Кустанайская область (Соколово-Сарбайская группа), в России — гора Магнитная, гора Благодать, гора Высокая, Кусинское (Урал), Дашкесан (Азербайджан), район Кривого Рога - Украина, Ковдор (Кольский п-ов), КМА.

Практическое значение - руда для производства чугуна и стали.

ВОЛЬФРАМИТ— (Mn, Fe)[WO_4] (происхождение названия точно не установлено, возможно, оно возникло от немецких слов «вольф» - волк и «рам» - пена, поскольку примесь вольфрамита в рудах олова дает при плавке нежелательную пену).

Химический состав - вольфрамиты являются изоморфными смесями двух крайних членов: $Fe[WO_4]$ - ферберита и $Mn[WO_4]$| - гюбнерита. Содержание WO_3 – 73-75%, MnO в гюбнеритах 17-23%, FeO в ферберитах до 17%; примеси Ta, Nb, Sn, Sc, Ca, Mg.

Сингония моноклинная.

Структура близка к структуре рутила, а также колумбит-танталита. Основу структуры составляют октаэдры $(Fe, Mg)O_6$ и $[WO_6]$, соединенные в зигзагообразные цепочки. Цепочки из октаэдров $(Fe, Mg)O_6$ чередуются с цепочками, составленными октаэдрами WO_6. Попеременное чередование различных октаэдров обусловливает лучшую спайность у вольфрамита по сравнению с колумбит-танталитом, у которого разные октаэдры, чередуются в отношении 1 : 2.

Вольфрамит встречается в кристаллах короткостолбчатого или призматического облика, образует также сплошные крупнозернистые агрегаты.

Физические свойства - цвет темно-бурый до черного (ферберит) и бурый до красновато-бурого (гюбнерит); черта бурая, темно-бурая у ферберита и светло-бурая или желтая у гюбнерита; спайность в одном направлении совершенная, блеск на плоскостях спайности алмазный, в других направлениях жирный; ферберит слабо магнитен; твердость 4,5—5,5; удельный вес 6,7—7,5.

Диагностические признаки - бурый цвет, большой удельный вес; от черного сфалерита отличается большим удельным весом, спайностью в одном направлении (у сфалерита в шести).

Происхождение пневматолито-гидротермальное. Встречается в грейзенах вместе с топазом, слюдой, флюоритом, молибденитом, касситеритом, турмалином; в кварцевых жилах - в ассоциации с пиритом, молибденитом, сфалеритом, висмутином, халькоппрпчом. При разрушении вольфрамит превращается в гидроокислы железа, марганца и вольфрамовую охру (минерал ферритунгстит).

Месторождения: Караобинское (Казахстан), в России - Джидинское, Букукинскос (Забайкалье).

Практическое значение - руда па вольфрам. Металл применяется в основном (90%) для получения твердых сплавов, частично в электропромышленности для изготовления нитей ламп, антикатодов рентгеновских трубок, используется в химической промышленности, а также для окраски стекла и фарфора.

Подкласс гидроокислов.

Гидроокислы ЖЕЛЕЗА: ГЁТИТ — $HFeO_2$ и ЛИМОНИТ— $mF_2O_3 \cdot nH_2O$. Скопления гидроокислов железа в природе представляют обычно смеси гётита, лимонита и других окислов железа, отличающихся друг от друга количеством воды. Кроме окислов железа, в таких соединениях присутствуют гидроокислы кремнезема и глинистые вещества. Называются они бурыми железняками. Гётит назван в честь поэта Гёте, лимонит — от греческого слова «лемон» — луг (ранее так назывались луговые и болотные руды гидроокислов железа).

Химический состав — рентгеноструктурным анализом установлено, что большинство гидроокислов являются гидрогелями с разным количеством адсорбированной воды и только гётит с отношением $Fe_2O_3 : H_2O=1 : 1$ имеет кристаллическую структуру. Его состав: Fe_2O_3 — 89,9% , H_2O — 10,1%.

Сингония гётита ромбическая.

Структура гётита представляет собой плотнейшую гексагональную упаковку. Ионы железа размещены между шестью ионами кислорода, ионы же водорода, вероятнее всего, располагаются между парами ионов кислорода.

Гётит редко встречается в форме кристаллов, имеющих столбчатый или игольчатый облик; чаще всего он образует сталактиты плотные или пористые массы.

Бурые железняки по форме нахождения можно разделить на следующие разновидности: а) натечные образования в виде стеклянных голов; б) почковидные натечные формы с радиально - лучистой структурой и блестящей поверхностью черного или темно-бурого цвета; в) сталактитоподобные натечные формы; г) массивные сплошные массы темно-бурого или желтого цвета; д) оолитовые, бобовые я луговые руды, в которых бурые железняки образуют желваки и жеоды.

Физические свойства — цвет лимонита и гётита светло-желтый, темно-бурый до черного; черта лимонита светло-бурая или желтовато-бурая, гётита - бурая с красноватым оттенком; блеск гётита от алмазного до полуметаллического; твердость гётита 4,5 — 5,5, лимонита 4,1; спайность у гётита в одном направлении совершенная; удельный вес гётита 4,0 — 4,4, лимонита 3,3 — 4,0.

Диагностические признаки - минералы легко опознаются по бурому цвету, характерной черте и формам образования (сталактиты, жеоды, натечные формы).

Происхождение: а) осадочное - в морских и озерных бассейнах. Накопление происходит вследствие коагуляции приносимых сточными водами коллоидных растворов: в морских бассейнах под действием электролитов, в пресных вследствие деятельности организмов — ферробактерий; осаждение происходит в кислой среде; б) в зоне окисления - в так называемых «железных шляпах» сульфидных месторождений.

Для большинства гидроокислов железа характерно исключительно экзогенное происхождение. Как исключение, встречались кристаллы гётита гидротермального происхождения в месторождениях Волк-остров на Онежском озере и Пршибрам в Чехословакии.

Месторождения: Казахстан – Кустанайская область, Керченское (Крым), Бакальское и Халиловское (Южный Урал), Елизаветинское (Свердловская обл.), Тульское, Липецкое и др.

Практическое значение – руда на железо.

Гидроокислы АЛЮМИНИЯ. К этой группе относятся гидраты глинозема: диаспор, бёмит я гидраргиллит. Гидроокислы алюминия имеют близкий состав, сходные свойства и исключительно тесно ассоциируют друг с другом в природе. Они являются основными компонентами бокситов, служащих ценнейшим сырьем для производства алюминия.

ГИДРАРГИЛЛИТ — $Al(OH)_3$ (название происходит от греческих слов «гидро» - вода, и «аргиллос» — белая глина); синоним—гиббсит (в честь собирателя минералов Д. Гиббса).

Химический состав: $A1_2O_3$ — 65,4%, H_2O - 34,6%; в качестве примесей могут присутствовать Fe_2O_3 (до 2%) и Ga.(

Сингония моноклинная.

Структура слоистая. Основой структуры является слой ионов алюминия, заключенный между слоями гидроксильных ионов. В целом такие слои построены из октаэдров $Al(OH)_6$, соединенных друг с другом общими боковыми ребрами.

Гидраргиллит образует преимущественно тонкочешуйчатые или скрытокристаллические массы. Встречаются натечные и радиально-лучистые агрегаты. Кристаллы в соответствии с особенностями структуры имеют шестиугольно-таблитчатый облик.

Физические свойства - цвет белый, иногда гидраргиллит имеет серый, красный или зеленоватый оттенок; блеск стеклянный, на плоскостях спайности

перламутровый; спайность весьма совершенная; хрупок; твердость 2,5—3,5; удельный вес 2,3—2,4.

Диагностические признаки — совершенная спайность, светлый, часто белый цвет, малый удельный вес, низкая твердость. От исходного с ним диаспора отличается по твердости (у диаспора 6—7), от светлых слюд — по оптическим свойствам и малому удельному весу.

Происхождение - возникает в основном при экзогенных процессах и вместе с диаспором и бёмитом входит в состав бокситов. Последние образуются при выветривании алюмосиликатов в щелочной среде в условиях тропического климата при так называемом латеритном выветривании. В результате распада алюмосиликатов легко образуются золи $A1_2O_3$, Fe_2O_3, SiO_2 и щелочи. Последние создают щелочную среду, препятствующую коагуляции золя SiO_2, который уносится растворами. Золи же $A1_2O_3$,$\cdot mH_2O$ и железа $Fe_2O_3\cdot pH_2O$ коагулируют и остаются на месте, образуя месторождения бокситов остаточного, или латеритового, типа. В дальнейшем водные окислы алюминия могут быть переотложены в водных бассейнах. Таким путем возникают месторождения осадочного типа.

Бокситы образуют сплошные массы, оолиты и конкреции. Цвет их белый, а также красный или бурый за счет примесей гидроокислов железа. Химический состав бокситов непостоянен: $A1_2O_3$ — от 28 до 65%, Fe_2O_3 - от 3 до 50%, SiO_2 — от 2 до 20%, H_2O — от 12 до 30%.

Иногда гидраргиллит образуется при низкотемпературном гидротермальном процессе и встречается вместе с алунитом и каолинитом.

Месторождения: Казахстан – Кустанайская область (Лесаковское месторождение), Западный Казахстан – Тургайское месторождение**;** в России - в бокситовых месторождениях Красная Шапочка (Урал), Тихвинское (Ленинградская обл).

Практическое значение – гидраргиллитсодержащие бокситы являются основной рудой для получения алюминия.

БЁМИТ – AlO(OH) (назван по фамилии первооткрывателя И. Бёма, установившего присутствие этого минерала в боксите путем рентгенометрических исследований).

Химический состав: Al_2O_3 – 84,9%, H_2O – 15,3%; из примесей характерны Fe_2O_3, Ga_2O_3.

Сингония ромбическая.

Структура слоистая. Основу ее составляют двойные слои из цепочек октаэдров Al(O, OH)6, в центре которых расположены ионы алюминия. Цепочки в слоях соединены посредством ребер октаэдров. Двойные же слои между собой соединены посредством гидроксильно-водородных связей. В структуре бёмита находится два типа ионов кислорода. Одни из них связаны только с ионом алюминия, другие же с ионами алюминия и водорода, поэтому формула минерала имеет вид AlO(OH). Бёмит образует обычно скрытокристаллические агрегаты, изредка находится в виде пластинчатых или чечевицеобразных кристаллов.

Физические свойства - цвет бледно-желтый, иногда бесцветный; спайность совершенная; хрупок; твердость 3,5—4; удельный вес 3,0.

Диагностические признаки — надежно устанавливается с помощью рентгенометрических исследований.

Происхождение — образуется преимущественно в экзогенных условиях; как и гидраргиллит, входит в состав бокситов. Весьма редко встречается в щелочных пегматитах совместно с цеолитами.

Месторождения: находится в большинстве бокситовых месторождений - Красная шапочка (Урал), Тихвинское (Ленинградская обл.); за рубежом — Бо (Франция) и др.

Практическое значение — бокситы, содержащие бёмит, - важнейшая руда для получения алюминия.

ДИАСПОР—НА1O_2 (от греческого слова «диаспора» — рассеивание; связано со свойством минерала растрескиваться при нагревании и распадаться на мелкие чешуйки).

Химический состав сходен с бёмитом: А1_2O_3 — 85%, H_2O - 15%; характерны примеси железа (до 6,6% $Pe_2Oз$), марганца (мангандиаспор - до 4,5% Mn_2O_3 и 2% Fe_2O_3), хрома (до 5% Cr_2O_3), часто галлия (до сотых долей процента).

Сингония ромбическая.

Структура цепочечная. Сдвоенные цепочки состоят из октаэдров А1(О, ОН)$_6$.

Внутри цепочки октаэдры связаны друг с другом ребрами, а с соседней цепочкой вершинами. Цепочки удерживаются также гидроксильно-водородными связями. В отличие от бёмита, в структуре диаспора все ионы кислорода связаны между собой только водородной связью. Вытянутость цепочек вдоль вертикальной оси обусловливает столбчатый и игольчатый облик кристаллов и наличие спайности, параллельной удлинению кристаллов.

Диаспор встречается в виде тонколистоватых и чешуйчатых агрегатов. Кристаллы его имеют тонкопластинчатый, столбчатый и таблитчатый габитус.

Физические свойства — цвет белый, желтовато-бурый, светло-фиолетовый; мангандиаспор — розовый; блеск стеклянный, на плоскостях спайности близкий к алмазному; черта белая; спайность совершенная; очень хрупкий, излом неровный; твердость 6—7; удельный вес 3,3—3,5.

Диагностические признаки — пластинчатые и чешуйчатые агрегаты, большая твердость и хрупкость, при нагревании выделяет воду и переходит в корунд.

Происхождение — как и другие гидроокислы алюминия, возникает главным образом в экзогенных условиях, в месторождениях бокситов. Известен также в метаморфических сланцах вместе с дистеном, корундом, рутилом и другими минералами. Иногда образуется в метасоматических месторождениях в ассоциации с корундом, мусковитом и топазом.

Месторождения: в России наиболее широко распространен в месторождениях бокситов Косой брод (Урал), Акташ (Узбекистан); на о. Наксос (Греция), в копях Честер (США) и др.

Практическое значение – бёмит-диаспоровые и другие типы бокситов, содержащие диаспор, являются сырьем для получения алюминия.

Боксит не является минералом. Он представляет собой горную породу, состоящую из нескольких минералов, главным образом гидраргиллита, диаспора и бёмита, а также каолина, кремнезема и окислов железа.

Цвет различный: белый, розовый, красный, зеленый и др.

Бокситы – глиноподобные, иногда плотные породы, часто оолитового сложения. Являются важнейшей рудой на алюминий.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Оксиды (окислы)»

1. Охарактеризуйте кварц.
2. Что такое горный хрусталь, аметист, морион?
3. В чем отличие кварца от халцедона?

4. Каково происхождение халцедона?
5. Что называют агатом, яшмой, кремнием?
6. Применение кварца и его разновидностей.
7. Какова твердость корунда?
8. Какие Вы знаете разновидности корунда?
9. Что такое боксит?
10. Перечислите окислы и гидроокислы железа.
11. Каковы характерные признаки гематита?
12. Что такое красный железняк?
13. Каково происхождение гематита? Его главнейшие месторождения им значение.
14. Какие отличительные свойства имеет магнетит?
15. Назовите месторождения магнетита. Каково их происхождение?
16. Что такое лимонит? Практическое значение лимонита.
17. Каков цвет черты у магнетита, гематита, лимонита, пиролюзита?
18. Охарактеризуйте пиролюзит.
19. Какое происхождение имеет касситерит и с какими минералами он совместно встречается?
20. Назовите главнейшие месторождения оловянных руд в Казахстане, странах СНГ.

Тема 1.7. СИЛИКАТЫ.

План

1. Общая характеристика класса силикаты.

2. Описательная характеристика минералов данног окласса.

Класс силикатов наиболее широко распространен в земной коре. По подсчету А. Е. Ферсмана, он составляет 75% от всех минеральных видов и разновидностей. Большинство из них породообразующие минералы, но вместе с тем некоторые являются рудами (руды лития, бериллия, циркония, цезия и др.). Большую роль силикаты играют в керамике, где они применяются в значительном количестве. В последние годы возникла даже особая отрасль промышленности — силикатная. Силикаты применяют также в строительном деле, в электротехнической промышленности (слюда, асбест), во многих областях техники и используются как драгоценные и поделочные камни.

Основываясь на достижениях кристаллохимии, Шибольдом Л. Полингом, Ф. Махачкой, Г. Штрунцом и особенно Н. В. Беловым проведены большие работы в области изучения структур силикатов.

Все силикаты построены как бы из мельчайших кирпичиков кроме кислородных тетраэдров, которые по определенным законам соединяются друг с другом. В центре такого тетраэдра помещается кремнекислород в вершинах четыре иона кислорода. Кремнекислородный тетраэдр имеет состав $[SiO_4]^{4-}$ и соединяется с катионами. В зависимости от сочленения кремнекислородных тетраэдров друг с другом выделяются различные подклассы силикатов:

1) если тетраэдры располагаются в виде отдельных островков, соединенных между собой катионами, то возникает подкласс островных силикатов;

2) если кремнекислородные тетраэдры вытягиваются в бесконечные цепочки, соединенные катионами, возникает подкласс цепочечных силикатов;

3) в том случае, когда они располагаются слоями, образуя сетки, — слоистые;

4) при образовании кремнекислородными тетраэдрами трехмерного каркаса - подкласс каркасных силикатов.

Необходимо отметить, что во всех случаях кремнекислородные. тетраэдры могут сочленяться между собой только вершинами.

Физические свойства и внешний вид каждого подкласса тесло связен с их внутренним строением, Так, например, для цепочечных силикатов характерна вытянутая форма; для слоистых - появление пластинок, чешуек, а также весьма совершенная спайность; для каркасных, благодаря образованию внутри структуры воздушных камер, небольшой удельный вес и. т.. д..

ПОДКЛАСС I. СИЛИКАТЫ С ИЗОЛОРОВАННЫМИ И КРЕМНЕКИСЛОРОДНЫМИ ТЕТРАЭДРАМИ [SiO_4].

В этом подклассе силикатов кремнекислородные тетраэдры располагаются в виде отдельных изолированных групп - «островков». Необходимо указать, что алюминий в этих минералах никогда не бывает в четверной координации и не замещает кремний, а играет роль типичного катиона, занимая место магния и железе.

Островные силикаты характеризуются весьма компактной кристаллической структурой, следствием чего является повышенный удельный вес (обычно более 2,8—2,9), высокие показатели преломления (более 1,6), большая твердость (чаще всего 6—7, реже 8). Для минералов этого подкласса характерна изометрическая форма.

Силикаты с изолированными тетраэдрами $[SiO_4]^{4-}$ могут рассматриваться как соли ортокремниевой кислоты H_4SiO_4, в связи с чем, их ранее и называли ортосиликатами. Особенностью этих минералов является то, что при воздействии на них кислот они разлагаются с выделением студнеобразного кремнезема.

При крупных катионах кремнекислородные постройки с группами $[Si_2O_7]^{6-}$ становятся более рыхлыми, поэтому такие силикаты бывают обычно более лёгкими и светлыми, поскольку все крупные катионы не являются хромофорами. Минералы этого подкласса могут быть без добавочных анионов — оливин, гранат, циркон и с добавочными анионами O^{2-} — сфен, дистен, или анионами F^{1-} и OH^{1-} — топаз, эпидот, каламин; кольцевые силикаты известны также без добавочных анионов — берилл, или с анионами — турмалин.

ОЛИВИН — $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$ (название дано по оливково-зеленому цвету минерала).

Химический состав: MgO —45—50%, FeO —8—12%, SiO_2 — около 40%. Оливин является промежуточным членом изоморфного ряда — форстерит ($Mg[SiO_4]$) — фаялит ($Fe_2[SiO_4]$). В качестве примесей в минералах этого ряда характерны Mn, N1, Co.

Сингония ромбическая.

Структура островная. Между кремнекислородными тетраэдрами помещаются ионы магния или железа так, что каждый из них находится в шестерном окружении ионов кислорода.

Оливин образует в основном зернистые массы. Кристаллы встречаются редко и имеют короткостолбчатый облик.

Физические свойства — цвет желтый с зеленоватым оттенком, оливково-зеленый, редко темно-зеленый, почти черный (железистая разновидность); блеск стеклянный; излом раковистый; спайность несовершенная; твердость 6—7; удельный вес 3,3—4,3. Прозрачные желтовато-зеленые разности носят название хризолита и являются драгоценным камнем.

Диагностические признаки — зеленовато-желтый цвет, стеклянный блеск.

Происхождение магматическое. Типичный минерал ультраосновных пород, в которых он встречается вместе с пироксенами и хромитом. Значительно реже находится в основных породах.

Месторождения: в России крупные массивы оливиновых и оливино-пироксеновых пород распространены на Урале, в Закавказье, на Северном Кавказе, в Сибири и Туве; хризолит встречается на Урале; драгоценные разновидности оливина (хризолита) известны в россыпях в АРЕ.

Практическое значение — разновидности, не содержащие железа, могут служить огнеупором. Хризолит применяется как драгоценный камень.

Группа ГРАНАТОВ (название происходит от плодов гранатового дерева, которые похожи на кристаллы гранатов по форме, а иногда и цвету).

Химический состав: общая формула минералов этой группы $A_3B_2[SiO_4]_3$, где A=Mg, Fe^{2+} Mn, Ca; B = Al, Fe^{3+}, Cr. В зависимости от химического состава различают несколько разновидностей гранатов.

таблица 2.

Химический состав гранатов

Минералы	Химическая формула	MgO	FeO	MnO	CaO	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	SiO_2
Пироп	$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	29,8	-	-	-	25,4	-	-	44,8
Альмандин	$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	-	43,3	-	-	20,5	-	-	36,2
Спессартин	$Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	-	-	43,0	-	20,6	-	-	36,4
Гроссуляр	$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	-	-	-	37,3	22,7	-	-	40,0
Андрадит	$Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$	-	-	-	33,0	-	31,5	-	36,5
Уваровит	$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	-	-	-	33,5	-	-	30,6	35,9

В природе каждый из этих минералов редко встречается в «чистом» виде, обычно они образуют друг с другом твердые растворы, например, в составе альмандина постоянно присутствуют молекулы пиропа, андрадита или гроссуляра. Из примесей, входящих в состав гранатов, отмечаются K, Na, V, Zr, Be и др.

Сингония кубическая.

Структура островная, основу составляют кремнекислородные тетраэдры и октаэдры — AlO_6, FeO6, CrO_6, в последних трехвалентные катионы Al, Fe^{3+}, Cr имеют шестерную координацию. Тетраэдры и октаэдры связаны общими вершинами в каркас, в промежутках которого размещаются двухвалентные катионы Mg, Fe^{2+}, Mn, Ca. Двухвалентные катионы находятся в восьмерной координации.

Гранаты встречаются обычно в кристаллах характерной ромбо-додекаэдрической, пентагондодекаэдрической или тетрагонтриоктаэдрической формах (рис.40), реже образуют сплошные зернистые массы.

Физические свойства — цвет различных гранатов значительно варьирует — пироп — темно-красный, альмандин — красный, буро-красный; спессартин — розовый, красный, оранжево-желтый; гроссуляр - бледно-зеленый, оранжево-желтый, фисташковый, редко розовый; андрадит — темно-желтый, бурый до черного; уваровит — изумрудно-зеленый; гранаты просвечивают (прозрачная разновидность гроссуляра зеленого цвета называется демантоидом); блеск стеклянный, жирный; спайность отсутствует; излом неровный; твердость 6,5—7,5; удельный вес 3,5—4,2.

Диагностические признаки — характерный облик кристаллов. Диагностика разновидностей производится по химическому составу, удельному весу, иногда цвету.

Происхождение альмандина преимущественно метаморфическое, встречается в гнейсах, амфиболитах, в слюдяных и хлоритовых сланцах; для гроссуляра и андрадита наиболее характерно контактово- метасоматическое происхождение, особенно часто эти минералы

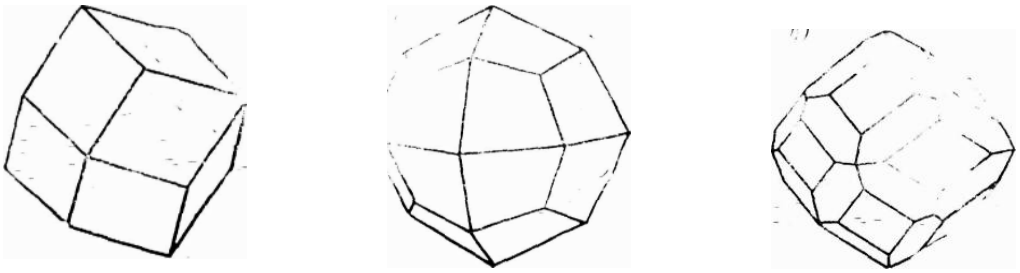


Рис. 40. Формы кристаллов граната

встречаются в магнетитовых месторождениях скарнового типа, причем андрадит образуется чаще всего при замещении известняков, а гроссуляр развивается по алюмо-силикатным породам. Типичными минералами-спутниками их являются кальцит, диопсид, везувиан, эпидот, магнетит. Спессартин характерен для пегматитов и встречается с полевым шпатом, кварцем, слюдой, турмалином. Уваровит и пироп приурочены к ультраосновным магматическим породам; первый ассоциируется с хромитом в ультраосновных породах, второй находится в измененных ультраосновных породах вместе с ильменитом, хромдиопсидом, а также в кимберлитах, где является характерным спутником алмаза. Гранаты химически устойчивы и хорошо сохраняются в россыпях.

Месторождения: В Казахстане – Саякское месторождение – в скарнах (проявления), в России — альмандин в Карелии, на Ю. Урале; демантоид — ст. Полдневая, район Н. Тягила (Урал); пироп — в кимберлитах Якутии.

Практическое значение — равномерно окрашенные разности используются как драгоценный камень (особенно пироп и демантоид); менее качественные гранаты — как абразивный материал (шлифовальные круги, наждачная бумага) для полировки дерева, кожи, резиновых, целлулоидных и других изделий.

СФЕН — CaTi[SiO4]O (от греческого слова «сфен» — клин, так как кристаллы сфена часто имеют клиновидную форму), синоним – титанит.

Химический состав: TiO_2-40,8%, CaO – 28,6%, SiO_2 - 30,6%; примеси Fe, Mg, Mn, Zr, Nb, Ta. Разновидность, содержащая до 12% $(Y, Ce)_2O_3$, называется итротитанитом.

Сингония моноклинная.

Структура островная; изолированные кремнекислородные тетраэдры соединены между собой катионами кальция и титана, которые образуют группы CaO_7 и TiO_6, находясь соответственно в семерной и шестерной координации. Один ион кислорода не связан с тетраэдрами $[SiO_4]^{4-}$.

Сфен встречается, как правило, в виде кристаллов, имеющих вид уплощенных конвертообразных призм; в разрезе они имею клиновидную форму.

Физические свойства — цвет чаще всего бурый, желтый, реже темно-бурый до черного, зеленый; блеск почти алмазный, переходящий в смолистый; спайность несовершенная; твердость 5—6; удельный вес 3,4—3,5.

Диагностические признаки — характерная форма кристаллов различных оттенков 15урхэй окраски.

Происхождение: а) магматическое — в качестве акцессорного минерала в изверженных породах различного состава в ассоциации с полевыми шпатами, нефелином, эгирином, цирконом, апатитом; б) встречается в гранитных пегматитах совместно с полевыми шпатами, цирконом, биотитом, ильменитом; в) контактово-метасоматическое — в скарнах в парагенезисе с диопсидом, гранатом, магнетитом, эпидотом; г) метаморфическое в гнейсах и амфиболитах; д) в зоне выветривания накапливается в россыпях.

Месторождения: в России — в Ильменских, Назямских и Шишимских горах (Урал); за рубежом наиболее известны месторождения Сен-Готтард, Биннеталь, Церматт (Швейцария), Пьемонт (Италия).

Практическое значение — в настоящее время в промышленности не используется; потенциальный источник получения титана.

ТОПАЗ — $Al_2[SiO_4](F, OH)_2$ (название происходит от острова Топазос в Красном море, где в древнее время добывался этот минерал).

Химический состав: $A1_2O_3$ —55—57%, SiO_2 — 32—33%, H_2O — 0,2—2,7%, F— 13—20%; примеси редки —Ga, Ge, Mn, Fe, Mg.

Структура островная; тетраэдры $[SiO_4]$ соединены ионами алюминия, находящимися в шестерной координации. Атомы алюминия окружены четырьмя ионами кислорода, принадлежащими тетраэдрам, и ионами OH или F. Плотнейшая упаковка тетраэдров $[SiO_4]$ как бы перемежается с пластинами A1 — F(OH). Между Al и F(OH) существует слабая связь и по этим направлениям проходит совершенная спайность.

Топаз образует призматические, иногда длиннопризматические или бипирамидально-прязматические кристаллы. Характерны также короткостолбчатые кристаллы с хорошо развитыми гранями пинакоида и дипирамиды некоторые индивиды достигают больших размеров (весом до 46 кг) и отличаются богатством от граней. Кроме того, встречаются мелкозернистые и радиально-лучистые регаты.

Встречается в виде красивых друз и мелкозернистых масс (топазовый грейзен). Характерна грубая штриховка вдоль вертикальной оси кристаллов.

Размер кристаллов может быть очень большим: на месторождении драгоценных камней во Владимир-Волынском разрезе на Украине в 1960 г. найден кристалл топаза массой 117 кг, его высота 82 см.

Физические свойства – бесцветный, голубого, розового, желтого цвета, иногда окраска меняется в пределах одного кристалла часто совершенно прозрачный блеск стеклянный, сильный, спайность совершенная; излом раковистый; твердость 8; удельный вес 3,5-3,6.

Диагностические признаки — сильный стеклянный блеск, совершенная спайность, очень высокая твердость, большой удельный вес.

Происхождение: а) пегматитовое — находится совместно с полевым шпатом, кварцем, бериллом, турмалином, флюоритом, лепидолитом; б) пневматолито-гидротермальное — в грейзенах с вольфрамитом, мусковитом, циннвальдитом, лепидолитом, касситеритом, флюоритом.

Месторождения: Казахстан –Дельбегетей, в России — Ильменские горы, Мурзинка (Урал), Борщевочный кряж, Шерлова гора (Забайкалье), Волынь (Украина);

Практическое значение — прозрачные разности используются в ювелирном деле как драгоценный камень, при значительной концентрации топаз может служить сырьем для высококачественных огнеупоров.

ЭПИДОТ — $Ca_2(A1, Fe)_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$ (название происходит от греческого слова «эпидозис» — приращение, так как в основании призм минерала одна сторона длиннее другой).

Химический состав весьма непостоянен в связи с широким изоморфизмом между, трехвалентным железом и алюминием. Часто присутствует и трехвалентный марганец. Теоретический химический состав эпидота CaO - 23,5%, $A1_2O_3$ — 24,1%, Fe_2O_3 — 12,6%, SiO_2 — 37,9%, H_2O — 1,9%. Существенно алюминиевая разновидность носит название *клиноцоизита.* В качестве примесей могут присутствовать Fe^{2+}, Mg, Ti, TR.

Сингония моноклинная.

Структура островная. Основу составляют колонки из алюминиевых октаэдров $[A1O_6]$ и $[A1O_4(OH)_2]$. Эти октаэдры имеют общие ребра. Отдельные тетраэдры $[SiO_4]$ и двойные тетраэдрические группы $[Si_2O_7]$ соединяют колонки. При этом тетраэдрические радикалы и октаэдры алюминия имеют общие ионы кислорода. Внутри каркаса, образованного тетраэдрами и октаэдрами, располагаются железо и часть атомов алюминия, имеющих шестерную координацию, а также атомы кальция в восьмерной координации,

Эпидот встречается в виде длиннопризматических и шестоватых кристаллов, вдоль удлинения которых проходит характерная штриховка. Более часты лучистые или сплошные агрегаты.

Физические свойства — дает фисташково-зеленый, темно-зеленый, желтый, бурый; блеск стеклянный; спайность совершенная в одном направлении; твердость 6,5; удельный вес 3,4—3,5.

Диагностические признаки — фисташково-зеленый цвет, призматический облик кристаллов.

Происхождение: а) контактово-метасоматическое — эпидот является характерным минералом скарнов, в которых он находится в парагенезисе с кальцитом, магнетитом, диопсидом, гранатом; б) гидротермальное — возникает за счет изменения плагиоклазов, амфиболов, гранатов и других кальций - содержащих минералов. Эпидотизация сопровождается позеленением пород. С гидротермальным эпидотом часто ассоциируется хлорит.

Месторождения: в России широко распространен в Ахматовской копи, на Поляковском руднике (Урал); известны хорошо образованные кристаллы в Арендале (Норвегия), в Зальцбургских Альпах (Австрия).

Практическое значение — иногда используется как поделочный камень.

Кольцевые силикаты

БЕРИЛЛ — $Be_3A1_2[Si_6O_{18}]$ (назван по содержащемуся в нем химическому элементу бериллию).

Химический состав: BeO—14,1%, $A1_2O_3$— 19%, SiO_2 — 66,9%; примеси Na, K, Li, Rb, Cs, Cr, H_2O. Разновидность, содержащая около 3% Cs_2O, называется воробьевитом, а Cr_2O_3 — изумрудом.

Сингония гексагональная.

Структура кольцевая; гексагональные кольца состоят из тетраэдров $[SiO]_4$, соединенных друг с другом таким образом, что каждые смежные тетраэдры имеют по два общих иона кислорода. Каждые отдельные кольца $[Si_6O_{18}]$ соединены тетраэдрами бериллия $[BeO_4]$ и октаэдрами $[A1O_6]$. Структура подобна сотовой. В полые трубки легко могут входить многие элементы, и поэтому бериллы часто содержат Na, K, Rb, Cs, Li и воду.

Берилл встречается в виде характерных призматических, столбчатых кристаллов. Шестигранные призмы завершаются обычно гранями пинакоида. Кристаллы берилла иногда достигают значительных размеров (до нескольких метров в длину).

Физические свойства — цвет белый, голубой, зеленый, серовато-белый, розовый; блеск стеклянный; спайность несовершенная; излом раковистый; твердость 7,5—8; удельный вес 2,6—2,9. Прозрачные бериллы являются драгоценным камнем и носят собственные названия: цвета морской волны — аквамарин; ярко-зеленые — изумруд.

Диагностические признаки — характерная форма кристаллов, большая твердость.

От редкого хризоберилла $BeA1_20_4$ отличается шестиугольно-призматической формой кристаллов, от апатита — стеклянным блеском, высокой твердостью, от топаза — несовершенной спайностью. В мелкозернистых агрегатах можно спутать с кварцем; для диагностики необходимо применять оптические и другие точные методы.

Практическое значение. Главный источник бериллия. Последний применяется в рентгеновских трубках, в атомной промышленности (в смеси с радиоактивными элементами служит источником быстрых нейтронов), а также в керамике. Легкие, не воспламеняющиеся даже при высоких температурах и чрезвычайно прочные сплавы бериллия с алюминием, сплавы на основе магния с добавками бериллия, стали, легированные бериллием и бериллизованные с поверхности, имеют громадные перспективы применения, в ракето-и самолетостроении. Сплавы бериллия с медью — «бериллиевые бронзы» — сочетают высокую прочность с устойчивостью против коррозии и являются идеальным материалом для различных специальных пружин, алектро-контактов, шестерен, вкладышей подшипников, втулок и т. п., используемых в оборонной технике и самолетостроении. Окрашенные прозрачные разновидности (изумруд, гелиодор, воробьевит, аквамарин) известны как драгоценные камни I класса.

ТУРМАЛИН — $Na(Mg, Fe)_6[B_3A1_3Si_6(O, OH)_{30}]$ (от сингалезского слова «турмали» — так назывался минерал, впервые привезенный с Цейлона в Европу)

Химический состав. Под названием турмалин объединена группа минералов, в которой широко проявлен изоморфных катионов.

Так, существенно железистый турмалин носит название шерл, магнезиальный – дравит. При замещении магния литием образуется эльбаит. В составе наиболее широко Распространенного турмалина – шерла, присутствуют: SiO_2 — 34—35%, B_2O_3 8,5—11%, $A1_2Oз$ — 28,5 - 34,5%, FeO - 10—15%; Fe_2O_3 — 0,2-5%, MgO - 1—5%, Na_2O - 2-2,5%, H_2O —2—4%. Помимо элементов Li, Ca, Fe^{2+}, постоянно находящихся в небольшом количестве в минералах этой группы или являющихся основными компонентами некоторых разновидностей, в турмалинах могут присутствовать примеси К, Mn, Fe^{3+}, Сг, Ti, а также F и C1.

Сингония тригональная.

Структура кольцевая. В основе структуры турмалина лежат сдвоенные кольца $[Si_6O_{18}]$, состоящие из кремнекислородных тетраэдров. Соединение тетраэдров в кольцо $[Si_6O_{18}]$ происходит подобно соединению их в бериллах. В результате сдваивания колец $[Si_6O_{18}]$ шесть ионов кислорода становятся общими и анионный радикал приобретает состав $[Si_{12}O_{30}]^{12}$. Поскольку половина кремния в рас-сматриваемых минералах замещается бором и алюминием, находящихся, как и кремний, в четверной координации, радикал приобретает вид $[B3A1_3Si_6Oзo]^{18-}$. Двухслойные (сдвоенные) кольца располагаются в вершинах ромбоэдрической

элементарной ячейки и соединяются между собой с помощью ионов магния, железа (Fe^{2+}) и алюминия, которые окружены шестью атомами кислорода, т. е. имеют шестерную координацию. Сдвоенные кольца по вертикальной оси соединяются ионами Na(Ca), находящимися в восьмерной координации. Таким образом, в структуре турмалина находятся три группы элементов с различными координационными числами, что обусловливает широкий диапазон возможных в нем изоморфных замещений.

Турмалин встречается в виде кристаллов столбчатого облика с вытянутыми гранями призмы вдоль оси третьего порядка. Нередко кристаллы завершаются пирамидальными головками. Весьма типичны сечения кристаллов, имеющие вид сферического треугольника. На гранях призмы развивается характерная продольная штриховка. Турмалин часто образует радиально-лучистые сростки («турмалиновые солнца»).

Физические свойства — цвет в зависимости от химического состава бывает бурый (дравиты), красный, розовый (рубеллит), черный (шерлы), синий (индиголиты), зеленый (верделиты), часто кристаллы турмалина имеют неоднородную зональную окраску (так называемые полихромные турмалины); блеск стеклянный; спайность отсутствует; излом неровный; твердость 7—7,5; удельный вес 2,9—3,2.

Диагностические признаки — большая твердость, характерная штриховка на гранях призмы, сечение в виде сферического треугольника.

Происхождение — образуется при различных процессах минералообразования, связанных с гранитами к их постмагматическими производными. Наиболее часто он встречается: а) в пегматитах различных типов — шерлы в ассоциации с мусковитом, апатитом, кварцем; дравиты с альбитом, кварцем; рубеллиты с альбитом, сподуменом, лепидолитом, поллуцитом, тантало-ниобатами (в этой же ассоциации встречаются и полихромные турмалины); б) в грейзенах — дравиты, шерлы вместе с мусковитом, бериллом, флюоритом; в) для гидротермальных жил и метасоматических пород типичны шерлы, дравиты и другие разновидности. Ассоциации гидротермальных турмалинов различны — кварц, касситерит, флюорит, слюды, топаз, бериллиевые минералы. Часто турмалин развивается по вмещающим породам в ореоле рудных жил и находится в срастании с биотитом, хлоритом, кварцем.

Месторождения: в России - на Урале, в Карелии, Восточной Сибири; Украине; на о. Мадагаскар, россыпи на о. Цейлон.

Практическое значение — может использоваться как пьезоэлектрическое сырье и как драгоценный камень.

Цепочечные силикаты.

Подкласс цепочечных силикатов (метасиликатов) получил такое название в связи с тем, что в строении кристаллической решетки входящих в него минералов главную роль играют цепочки, состоящие из кремнекислородных тетраэдров (SiO^{4-}_4). Эти цепочки могут быть одинарными, спаренными, строенными, в зависимости от чего внутри подкласса выделяется несколько минеральных групп. В рамках группы минералы характеризуются сходными чертами кристаллической структуры (группы пироксенов, амфиболов, пироксеноидов и т. д.) и близкими физическими свойствами. Отдельно описан силлиманит.

Цепочечные силикаты образуют кристаллы, резко вытянутые в одном направлении (вдоль цепочек), в том числе шестоватые, игольчатые, волокнистые и тому подобные формы. У них лучше, чем у островных силикатов, проявлена спайность, преимущественно по призме: прочность их кристаллов гораздо меньше в продольном, чем в поперечном направлении, так как отделить слабосвязанные

цепочки или их серии одну от другой значительно легче, чем нарушить целостность самих цепочек. Этим же объясняется и занозистый поперечный излом кристаллов.

Твердость цепочечных силикатов и их удельный вес несколько ниже, чем у соответствующих им по составу ортосиликатов Mg и Fe. Окраска цепочечных силикатов связана в основном с присутствием хромофоров — в первую очередь Fe и Mn. При отсутствии Fe цепочечные силикаты бесцветны или имеют белый цвет (известковые и магнезиальные). Зато железистые разновидности, составляющие в этом подклассе большинство, окрашены в темные цвета разных оттенков (зеленый, бурый, до зеленовато-черного и черного). Однако черта даже у самых темных минералов этого подкласса всегда светлая — белая, сероватая, зеленоватая, часто бесцветная.

ГРУППА ПИРОКСЕНОВ.

Название от греч. πύρ — огонь и ξευος — чуждый, чужеземец. Прежде были известны главным образом кислые магматические породы гранитного ряда, где пироксены редки. Когда было установлено широкое распространение в земной коре изверженных пород основного состава, выяснилось, что пироксены — одни из главных компонентов этих пород.

Минералы этой группы подразделяются на две подгруппы — ромбические (энстатит, гиперстен) и моноклинные (диопсид, геденбергит, авгит, эгирин, сподумен и др.).

Ромбические пироксены— $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$, представляют собой изоморфный ряд, в пределах которого характерно полное взаимное замещение Mg и Fe. Наибольшим распространением пользуется магнезиальная разновидность $Mg[Si_2O_6]$—энстатит, реже встречается железистая $(Fe, Mg)_2[Si_2O_6]$ — гиперстен.

Моноклинные пироксены более сложны и разнообразны по составу катионов. В некоторых из них (диопсид, геденбергит) вместе с Mg^{2+} Fe^{2+}, изоморфно замещающими друг друга, присутствует Ca^{2+}; в авгите, наряду с Mg^{2+}, Fe^{2+}, находится $A1^{3+}$, при этом в радикале $[Si_2O_6]$ часть кремния замещается алюминием; катионы в эгирине и сподумене представлены соответственно Na^{1+}, Fe^{3+} и Li^{1+}, $A1^{3+}$. Моноклинные пироксены встречаются в природе чаще, чем ромбические.

Группа пироксенов богата минеральными видами, из которых самые распространенные — диопсид, геденбергит, энстатит, гиперстен, авгит, эгирин и стоящий несколько особняком сподумен. Между эгирином и авгитом или диопсидом существуют промежуточные по составу разновидности: *эгирин-авгит, эгирин-диопсид.* Пироксены — высокотемпературные минералы, входящие в состав магматических и самых глубинных метаморфических горных пород, а также скарнов. Сподумен — характерный минерал гранитных пегматитов, эгирин и эгирин-авгит — щелочных пород.

Пироксены — типичные цепочечные силикаты: их кристаллическая решетка построена из простых одинарных цепочек кремнекислородных тетраэдров, между которыми располагаются катионы (Mg, Fe, Li, Mn, Ca). Кристаллы имеют призматический облик — от короткопризматического (диопсид) до столбчатого или даже шестоватого, игольчатого (эгирин), но всегда с явной вытянутостью в одном направлении. Они характеризуются высокой твердостью и удельным весом и совершенной спайностью по призме, причем углы между трещинами спайности равны 87 и 93°. Это чрезвычайно характерный признак пироксенов, отличающий их от сходных с ними и столь же распространенных амфиболов. В поперечном сечении кристаллы пироксенов имеют прямоугольную (почти квадратную) или восьмиугольную форму, что также отличает их от амфиболов.

Цвет пироксенов определяется в основном содержанием железа (см. общую характеристику подкласса цепочечных силикатов). Обычно он темно-зеленый до черного, но иногда светлеет вплоть до белого или почти бесцветного (диопсид, сподумен). Некоторые разновидности сподумена бывают окрашены в розовый, сиреневы или зеленый цвета (за счет примесей Mn или Cr). Блеск пироксенов обычно стеклянный, у сподумена иногда перламутровый. При гидротермальном изменении замещаются серпентином, уралитом (разновидность амфибола), агрегатом эпидота и хлорита, карбонатами и др. Сподумен замещается светлыми слюдами или альбитом. При выветривании разлагаются на гидроокислы железа, опал и глинистые минералы.

Практического значения не имеют, кроме сподумена, служащего основным видом сырья для получения лития и его солей. Литий является основой термоядерных реакций. Его соединения используются при изготовлении щелочных аккумуляторов, специальных видов керамики и оптических стекол; в пиротехнике (ракеты красного цвета); в медицине; при кондиционировании воздуха; в фотографии, рентгенографии и т. д. Добавки лития к сплавам меди, алюминия и кальция улучшают их механические свойства и увеличивают стойкость против коррозии. Прозрачные окрашенные разновидности сподумена (гидденит и кунцит)— драгоценные камни.

Моноклинные пироксены

ДИОПСИД— $CaMg[Si_2O_6]$ (от латинских слов «ди» — два и «опсис» — облик, чем подчеркивался различный габитус кристаллов).

Химический состав — является крайним магнезиальным членом изоморфного ряда диопсид — геденбергит. В этом ряду имеет место совершенный изоморфизм кальций-магнезиальных и кальций-железистых членов. Диопсид имеет состав: CaO — 25,9%, MgO — 18,5%, SiO_2 — 55,6%; примеси Fe^{2+}, иногда Mn, A1, Fe^{3+}, Cr, V, Ti.

Сингония моноклинная.

Структура цепочечная. Подобно энстатиту, основу структуры диопсида составляют кремнекислородные цепочки, однако связь между ними осуществляется катионами, которые находятся в разной координации. Атомы магния связаны с шестью кислородами, а более крупные атомы кальция окружены восемью анионами кислорода.

Диопсид встречается в виде зернистых агрегатов, а также образует короткостолбчатые кристаллы с преимущественным развитием граней пинакоида.

Физические свойства — цвет грязно-зеленый, серый, иногда диопсид бесцветный; блеск стеклянный; спайность ясная в двух направлениях; твердость 5,5 — 6; удельный вес 3,3 — 3,4.

Диагностические признаки — характерный облик кристаллов, цвет. Точное определение производится при оптических исследованиях.

Происхождение: а) магматическое — диопсид является породообразующим минералом основных и ультраосновных изверженных и излившихся пород (перидотитов, пироксенитов, диоритов, габбро, диабазов, базальтов); б) контактово-метасоматическое и метасома-тическое — диопсид входит в состав скарнов, роговиков, карбонатитов вместе с кальцитом, флогопитом, гранатами, волластонитом,. тремолитом.

Широко известен во многих районах Урала, Забайкалья.

ГЕДЕНБЕРГИТ — $CaFe[Si_2O_6]$ (название дано в честь шведского химика Л. Геденберга, впервые проанализировавшего этот минерал).

Химический состав: CaO — 22,2%, FeO — 29,4%, SiO_2 — 48,4%; разновидности, содержащие Mn (до 7%;), называются мангангеденбергитом.

Сингония моноклинная.

Структура аналогична структуре диопсида, в которой место атомов магния занимают атомы железа.

Кристаллы имеют вид коротких призм. Обычно геденбергит встречается в виде шестоватых, лучистых, иногда волокнистых агрегатов.

Физические свойства — цвет от темно-зеленого до черно-зеленого; черта светло-серая с зеленоватым оттенком; блеск стеклянный; спайность ясная в двух направлениях; твердость 5,5—6; удельный вес 3,5—3,6.

Диагностические признаки — легко узнается по шестоватым агрегатам и цвету.

Происхождение — является характерным минералом контактово-метасоматических скарновых месторождений. Находится в парагенезисе с магнетитом, гранатом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, кальцитом, эпидотом. Распространен на Урале, в Средней Азии, Сибири.

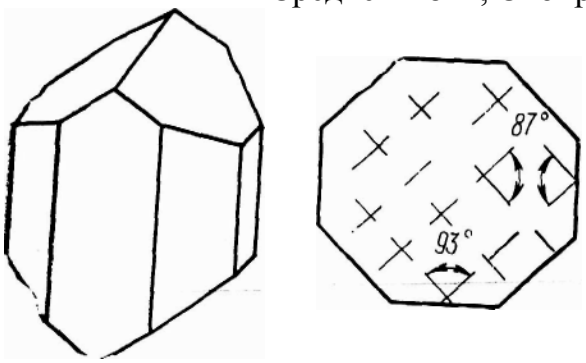


Рис. 41. Кристалл и поперечный разрез авгита

АВГИТ — Ca(Mg, Fe, A1) [$(SiA1)_2O_6$] (от греческого слова «авге» — блеск, так как его кристаллы имеют характерный блеск на плоскостях спайности).

Химический состав непостоянен в связи с изоморфными замещениями, имеющими место в этом минерале: CaO— 17—20%, MgO — 10—18%, FeO — 4—14%, $A1_2O_3$—1—6%, Fe_2O_3—1-4%, SiO_2 -47—53%. В качестве примесей характерны Ti, Na, Mn, Cr, N1.

Сингония моноклинная.

Структура цепочечная, типа структуры диопсида, но с тем отличием, что часть ионов кремния в цепочках замещена ионами алюминия. Авгит встречается в виде сплошных зернистых масс и кристаллов короткостолбчатого или таблитчатого облика (рис. 41). По сравнению с диопсидом у авгита хорошо развиты грани призмы, а не пинакоида.

Физические свойства — цвет черный, зеленовато- и буровато-черный, иногда темно-зеленый; блеск стеклянный; спайность ясная в двух направлениях; твердость 5—6; удельный вес 3,2—3,6.

Диагностические признаки — форма кристаллов, цвет, спайность в двух направлениях под углом 87°.

Происхождение магматическое; авгит — породообразующий минерал основных изверженных и излившихся пород (габбро, норитов, базальтов, диабазов), реже он встречается в кристаллических сланцах.

Известен на Урале, Кавказе, в Туве.

ЭГИРИН — $NaFe[Si_2O_6]$ (минерал впервые был найден в Норвегии и назван по имени скандинавского бога моря «Эгира»).

Химический состав: Na_2O—13,4%, Fe_2O_3 — 34,6%, SiO_2 —52%; примеси К, Ca, Fe, Mn, Mg, A1, Ti, V.

Сингония моноклинная.

Структура аналогична структуре диопсида. Ионы натрия, подобно кальцию в диопсиде, имеют восьмерную координацию, железа — шестерную.

Встречается в виде шестоватых, лучистых или радиально-лучистых агрегатов. Одиночные кристаллы имеют столбчатый или игольчатый облик.

Физические свойства — цвет зеленый, темно-зеленый; черта светло-зеленая; блеск стеклянный; спайность ясная в двух направлениях; твердость 5,5—6; удельный вес 3,4—3,6.

Диагностические признаки - цвет, ассоциация с нефелином, щелочными амфиболами.

Происхождение: а) магматическое — в составе щелочных пород (нефелиновых сиенитов, фонолитов и др.). Крупные кристаллы эгирина встречаются в пегматитах нефелиновых сиенитов; б) метасоматическое — в альбититах, развивающихся по щелочным и субщелочным породам (нефелиновым сиенитам, сиенитам, гранитам) в ассоциации с альбитом, биотитом.

Встречается на Кольском п-ове, в Сибири и др.

СПОДУМЕН — $LiAl[Si_2O_6]$ (от греческого слова «сподиос» — пепельный, из-за пепельно-серого цвета некоторых кристаллов сподумена).

Химический состав: LiO_2 —до 8%, $A1_2O_3$ —27,5%, SiO_2 — 64,5%; примеси Na, Mn, реже Ca, Mg, изредка Cr.

Сингония моноклинная.

Структура, как и у других пироксенов, цепочечная; литий и алюминий, соединяющие цепочки, находятся, подобно катионам в энстатите и гиперстене, в шестерной координации.

Сподумен встречается в виде пластинчатых, иногда очень крупных (до 10 *м)* кристаллов, реже образуются тонкопризматические и игольчатые агрегаты.

Физические свойства — цвет белый, светло-серый, желтый, редко розовый (кунцит), у измененных разностей зеленый различныхь оттенков; блеск стеклянный до перламутрового; спайность совершенная; характерна штриховка; твердость 6,5—7 (у измененных разностей снижается до 4—5); удельный вес 3,1—3,2.

Диагностические признаки. Цвет, форма кристаллов, ассоциация с минералами пегматитов — кварцем, альбитом; от некоторых пироксенов отличается с трудом (по меньшему удельному весу, оптическим свойствам).

Происхождение пегматитовое. Сподумен — характерный породообразующий минерал редкометальных (натролитиевых) пегматитов, в которых он находится в ассоциации с кварцем, микроклином, альбитом, мусковитом, бериллом, иногда лепидолитом, поллуцитом, колумбит-танталитом.

Месторождения: в России — в Восточной Сибири, Ср. Азии; за рубежом — Кийстон, Ю. Дакота, Бренчвилл (США), в Канаде, на о. Мадагаскар.

Практическое значение — важнейшая руда на литий. Последний применяется: а) в атомной промышленности; б) в металлургической промышленности для получения антифрикционных подшипниковых сплавов и др.; в) для производства высококачественных керамических изделий.

Группа пироксенидов

В группу пироксеноидов, отличающуюся от пироксенов деталями структуры, входят два минерала: волластонит и родонит, распространенные преимущественно в контактово-метаморфических породах.

ВОЛЛАСТОНИТ — $Ca_3[Si_3O_9]$. В виде примесей могут присутствовать Fe, Na, Mg, Mn, A1 и др. Назван в честь английского химика Волластона. Синоним — *дощатый шпат.*

Характерные признаки. Таблитчатые, чаще удлиненно-таблитчатые кристаллы, листоватые, шестоватые, сноповидные и волокнистые агрегаты; также однородные плотные или зернистые массы. Цвет белый, серый, реже буроватый и красноватый в связи с примесью железа. Спайность в двух направлениях с углом 74°

между плоскостями: в одном направлении — совершенная, в другом — хорошая. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности — иногда перламутровый. Тв. 4,5—5. Уд. вес 2,8—2,9. Разновидность — *ферроволластонит* (содержит до 9% FeO).

Условия образования и нахождения. Минерал распространенный. Происхождение метаморфогенное и контактово-метасоматическое. Минералы-спутники в скарнах — кальцит, диопсид, геденберпгг, гроссуляр, андрадит, везувиан, скаполит, сфен и др.

Месторождения: Центр. Казахстан (Аксоранские м-ния Батыстау); Ср. Азия (Лянгар, Койташ и другие районы Пскемского, Чаткальского, Кураминского, Гиссарского хребтов и др.);кристаллические сланцы, содержащие волластонит, распространены в районах Сев. Карелии и Кольского п-ова, также на Алдане.

При выветривании разлагается с образованием кальцита и опалового вещества.

Диагностика. По форме кристаллов и агрегатов, белой и светло-серой окраске. Отличие от сходного тремолита — но углу между плоскостями спайности (у тремолита — около 60°) и светло-серой окраске.

Практическое значение. Один из новых видов минерального сырья в производстве электротехнической керамики (высококачественных фарфоровых электроизоляторов и облицовочной плитки), минеральной ваты, белил и эмалей, обладающих повышенной прочностью и водостойкостью.

РОДОНИТ — $CaMn_4$ $[Si_5O_{16}]$ Характеризуется переменным соотношением Mn, Fe и Ca. Примесь FeO может колебаться от 1 до 9%. Содержание CaO в природных образцах— от 2 до 9%. Название от греч. ρόδου — роза, в соответствии с наиболее характерной окраской. Синоним — *орлец.* В Древней Руси именовался *рубиновым шпатом.*

Характерные признаки. Плотные тонкозернистые монолитные массы и агрегаты. Хорошо оформленные кристаллы (таблитчатые, призматические) встречаются исключительно редко. Цвет розовый, буровато-красный, малиновый, розовато-серый. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности — с перламутровым отливом. Спайность характерна по трем направлениям: по двум — совершенная с углом 92° между плоскостями; по третьему, приблизительно перпендикулярному первым двум,— менее совершенная. Тн. 5,5—6,5. Уд. вес 3,6—3,8.

Условия образования и нахождения. Минерал мало распространен. Образуется при контактовом метаморфизме залежей карбонатных марганцевых руд. Минералы-спутники — псиломелан, р о д о х р о з и т $MnCO_3$, спессартин, кварц. Месторождение у пос. М. Седельниково в Свердловской обл., известное с концаXVIII в. Легко выветривается, разлагаясь на черные или темно-бурые гидроокислы марганца (вернадит) и гидроокислы кремния. Кремнезем выносится в форме коллоидных растворов; гидроокислы марганца образуют налеты или корочки на выветрелой поверхности глыб родонита и распространяются в них по тонким трещинкам.

Диагностика. По розовому цвету, обычно с черными пятнами

ЛЕНТОЧНЫЕ СИЛИКАТЫ.

Силикаты с непрерывными поясами (лентами) тетраэдров в кристаллических структурах. К ним относятся силикаты, в основе структуры которых наблюдаются обособленные пояса или Леты, представляющие собой сдвоенные цепочки. Радикал для данного типа $[Si_4O_{11}]^{6-}$. В каждом кольце ленты присутствует один ион OH^{1-}, иногда Cl^{1-}, F^{1-}, и O^{2-}, дополняющие формулу до метасиликата.

Наиболее распространенными представителями ленточных силикатов являются амфиболы, которые по ряду свойств (удельному весу, твердости, оптическим свойствам и т.д.) очень близки к описанным выше пироксенам.

Отличить амфиболы от пироксенов можно по следующим признакам:

Амфиболы	Пироксены.
1. Угол спайности – около 124^0. 2. Кристаллы обычно длинно-призматические. 3. Обычно ясно окрашены и плеохроируют. 4. Макисмальный угол погасания в вертикальной зоне $0\text{-}25^0$ (за исключением некоторых щелочных разностей с характерной окраской). 5. В большинстве случаев оптически отрицательны. 6. Переходят в хлорит и т.д. (в пироксен – только после плавления).	1. Угол спайности – около 90^0. 2. Кристаллы обычно коротко-призматические. 3. Обычно слабо окрашены и слабо плеохроируют. 4. Макисмальный угол погасания в вертикальной зоне $30\text{-}54^0$ (за исключением некоторых щелочных разностей с характерной окраской). 5. В большинстве случаев оптически положительны. 6. Переходят в амфибол и т.д..

В генетическом отношении амфиболы отличаются от пироксенов тем, что они образуются при более низких температурах, в результате чего в молекуле амфиболов присутствуют ионы Cl^{1-}, F^{1-}, и OH^{1-}.

Амфиболы являются широко распространенными породообразующими минералами магматических и метаморфических пород. Общее количество амфиболов в земной коре достигает 10% по весу; при этом наиболее распространены в природе железомагнезиальные амфиболы. По сингонии они разделяются на две подгруппы:

моноклинные амфиболы

тремолит – $Ca_2Mg_5(OH)_2[Si_8O_{22}]$;

актинолит - $Ca_2(Mg,Fe)_5(OH)_2[Si_8O_{22}]$;

обыкновенная роговая обманка – $(Ca, Na)_2(Mg, Fe^{2+})(Fe^{3+}, Al)_5(OH, F)_2[Si_8O_{22}]$.

Ромбические амфиболы являются сравнительно редкими минералами.

Группа АМФИБОЛОВ. К этой группе относятся широко распространенные силикаты кальция, магния, железа и алюминия, имеющие ленточную структуру.

Из большого числа амфиболов здесь рассмотрены наиболее часто встречающиеся породообразующие минералы – тремолит, актинолит, роговая обманка и арфведсонит.

В настоящее время амфиболы не находят практического применения и только плотная разновидность актиолита – нефрит используется в качестве поделочного камня.

ТРЕМОЛИТ - $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ (название дано по месту открытия его – долине Тремоль в Альпах).

Химический состав: CaO – 13,8%, MgO – 24,6%, SiO_2 – 58,8%, H_2O – 2,8%. В качестве изоморфной примеси, замещающей магний, присутствует железо, характерны также Na, Mn, Al.

Сингония моноклинная.

Структура ленточная, состоящая из двух цепочек. В строении лент участвуют радикалы $[Si_4O_{11}]$. Ленты соединяются атомами магния и кальция, которые находятся в окружении шести ионов кислорода и группы OH. Ленточная структура обусловливает образование удлиненных длиннопризматических кристаллов, шестоватых, игольчатых и лучистых сростков.

Физические свойства – цвет белый, светло-серый, светло-зеленый; блеск стеклянный; хрупок; спайность совершенная; твердость 5,5-6; удельный вес 2,9-3.

Диагностические признаки – форма кристаллов и сростков; от сходного актинолита отличается по светлой окраске.

Происхождение: а) контактово-метасоматическое – в скарнах на контакте известняков и силикатных пород вместе с диопсидом, кальцитом, тальком; б) метаморфическое – в кристаллических сланцах.

Тремолит известен во многих районах России – Слюдянка (оз.Байкал), в Качкарском районе (Южный Урал); за рубежом – в Альпах.

АКТИНОЛИТ - $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ (от греческих слов «актис» - луч и «литос» - камень; связано с нахождением минерала в виде лучистых сростков).

Химический состав: актинолит представляет собой железистую разновидность тремолита: FeO – 6 – 15%, MgO – 11 – 20%, CaO – 10 – 13%, SiO_2 – 51 – 56%, H_2O – 1,8 – 2,5%; примеси K, Na, Mn, Al, Fe^{3+}, F.

Сингония моноклинная.

Структура - аналогична структуре тремолита, в которой часть ионов магния замещена ионами железа. Кристаллы длиннопризматические до игольчатых, очень характерны волокнистые и лучистые агрегаты. Скрытокристаллические плотные и вязкие массы различных оттенков зеленого цвета называются нефритами; волокнистые агрегаты, подобные асбесту – амфиболовым асбестом.

Физические свойства - цвет зеленый, разных оттенков; блеск стеклянный; спайность совершенная; хрупок; излом занозистый; твердость 5,5-6; удельный вес 3,1-3,3.

Диагностические признаки - форма кристаллов и сростков, цвет.

Происхождение: а) в основном метаморфическое, в тальковых и хлоритовых сланцах; б) контактово-метасоматическое в ассоциации с эпидотом, магнетитом и сульфидами – халькопиритом, молибденитом, пиритом и др.

Месторождения: в России амфиболовый асбест известен в Белореченском и Калатинском месторождениях (Урал); нефрит встречается по рекам Онон и Урик (В.Саяны) в Бурятии; в Западном Китае, Новой Зеландии.

Практическое значение – нефрит используется как поделочный камень.

РОГОВАЯ ОБМАНКА – $NaCa_2(Mg, Fe^{3+})_4(Fe^{3+}, Al)\ X\ [(SiAl)_4O_{11}]_2(OH)_2$ (русское название происходит от немецкого слова «горибленд» - рог и маскировать, в связи со сходством минерала с рогом, от которого он отличается большей твердостью).

Химический состав. Роговая обманка – собирательное название серии минеральных разновидностей. Состав непостоянен. Содержание главных компонентов варьирует в следующих пределах: Na_2O – от 0,5 до 12%, CaO – от 0,5 до 29%, MgO – от 0,5 до 36%, FeO – от 2 до 4%, Fe_2O_3 - от 0,5 до 11%, Al_2O_3 – от 4,5 до 22%, SiO_2 – от 35 до 60%, H_2O – от 1 до 3%.

Сингония моноклинная.

Структура ленточная, подобна структуре тремолита. Отличие заключается в том, что в кремнекислородных радикалах часть Si замещена на Al.

Роговая обманка встречается в виде призматических, столбчатых, иногда изометрических кристаллов. Наблюдаются также игольчатые и волокнистые агрегаты.

Физические свойства - цвет от светло-зеленого до темно-зеленого, иногда от буро-зеленого до черного; блеск стеклянный, шелковистый; черта зеленая различных оттенков; спайность по призме совершенная под углом 124^0; твердость5,5-6; удельный вес 3,1 – 3,3.

Диагностические признаки – цвет, облик кристаллов, характерный угол между плоскостями спайности.

Происхождение: а) магматическое – является породообразующим минералом сиенитов, диоритов, гранодиоритов, иногда гранитов; б) метаморфическое – роговая обманка – типичный компонент некоторых метаморфических пород – гнейсов, амфиболитов. Широко распространена в районах развития метаморфических пород (Восточная Сибирь, Карелия и др.).

ЛИСТОВАТЫЕ СИЛИКАТЫ.

Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Синонимы: стеатит, жировик, тальковый камень.

Сингония моноклинная. Образует листоватые, чешуйчатые или сплошные плотные массы. Листочки гибкие, но мало упругие.

Цвет зеленый, светло-зеленый, белый и серо-зеленый в сплошных массах. Блеск иногда перламутровый. Спайность весьма совершенная (по 001). Твердость 1. Плотность 2,8. Тальк легко узнается по низкой твердости и жирности на ощупь.

Происхождение. Образуется при гидротермальной переработке богатых магнием ультраосновных пород, являясь продуктом разрушения оливина и ромбических пироксенов:

$$(Mg, Fe)_2[SiO_4] + H_2O + CO_2 \rightarrow$$

оливин

$$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 + (Mg, Fe)[CO_3]$$

тальк брейнерит

Образуется также за счет доломитов при метаморфизме осадочных пород:

$$CaMg[CO_3]_2 + Si_2 + H_2O \rightarrow$$

доломит

$$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 + Ca[CO_3] + CO_2$$

тальк кальцит

Спутниками талька являются серпентин, магнезит, доломит, актинолит, магнетит, гематит. Тальковые, тальк-актинолитовые и другие сланцы имеют очень широкое распространение.

Месторождения. В России: на Урале (Шабровское и др.), в Восточном Саяне (Онотское); в Китае, Канаде, Австрии, Южно-Африканской Республике.

Применение. В молотом виде тальк употребляется в бумажной, текстильной, резиновой, кожевенной, парфюмерной и других отраслях промышленности. Кусковой тальк – огнеупорный материал.

СЕРПЕНТИН (змеевик) **$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$.** Название «змеевик» дано по цвету, напоминающему цвет змеиной кожи.

Сингония моноклинная. Образует плотные скрытокристаллические массы желто-зеленого или темно-зеленого цвета. Окраска иногда, пятнистая. Блеск стеклянный, жирный или восковой. Твердость около 2,5-4. Плотность 2,5-2,7.

Разновидности. Просвечивающий в краях желто-зеленый серпентин с восковым блеском носит название о ф и т а, или благородного серпентина. Б а с т и т – псведоморфозы серпентина по энстатиту. А н т и г о р и т – листоватый серпентин. Х р и з о т и л – волокнистый серпентин.

Происхождение. Образуется за счет оливина в результате воздействия гидротермальных растворов на ультраосновные (перидотиты, дуниты) и карбонатные породы. Этот процесс носит название серпентинизации:

$$(Mg, Fe)_2[SiO_4] + H_2O + CO_2 \rightarrow$$

оливин

$$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + Fe_3O_4 + (Mg, Fe)[CO_3]$$

серпентин

Обычными спутниками серпентина являются асбест, магнезит, хромит, магнетит, тальк и др.

Месторождения. Серпентиновые породы распространены в Казахстане и Восточной Сибири, на Среднем и Южном Урале, Северном Кавказе.

Находки серпентиновых массивов дают основание для постановки поисковых работ на асбест, тальк, руды хрома, никеля, платины и другие полезные ископаемые. Благородный серпентин идет на мелкие поделки.

Хризотил-асбест $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$. В переводе с греческого «хризотил» - золотое волокно, «асбестус» - негорючий. Асбестом называют параллельноволокнистые агрегаты, являющиеся по химическому составу разновидностями серпентина, тремолита и актинолита. Хризотиловый (серпентиновый) асбест является наиболее ценным, волокна его отличаются наибольшей прочностью.

Хризотил-асбест обычно встречается в серпентинитах (змиевиках) в виде тонких поперечноволокнистых прожилков. Цвет светло-зеленый, иногда золотистый. Блеск шелковистый. Твердость 2-3. Плотность 2,2. Длина от долей миллиметра до 10-16см. Волокна мягкие, гибкие, в распушенном виде белого цвета.

По происхождению аналогичен серпентину.

Месторождения. В России: Баженовское к северо-востоку от Свердловска (гор.Асбест), Лабинское на Северном Кавказе, Ильчирское в Восточном Саяне, Актовракское в Туве. В последние годы открыто крупное Молодежное месторождение хризотил – асбеста в Бурятии. Тетфорд в Канаде, есть месторождения в Южной Африки и др.

Применение. Асбестовое волокно употребляется для изготовления огнестойких тканей, теплоизоляции, тормозных автомобильных лент и во многих других отраслях промышленности.

Минералы глин

Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$. Название происходит от названия горы Каулинг в Китае, где добывался этот минерал.

Сингония моноклинная.

Структура слоистая, сходня со структурой серпентина, от которой отличается тем, что пакеты талька связаны не бруситовыми, а двумя гидраргиллитовыми слоями $Al(OH)_3$. Каолинит встречается в мелких чешуйках, рыхлых землистых массах, иногда находится в виде натечных форм, состоящих из скрытокристаллических образований.

Физические свойства – цвет белый, за счет примесей серый, желтый, бурый; блеск матовый; спайность весьма совершенная; твердость 1; удельный вес 2,6.

Диагностические признаки - белый цвет, в сухом виде легко растирается между пальцами, жадно поглощает воду, во влажном состоянии очень пластичен.

Происхождение экзогенное – образуется в основном при процессах выветривания различных горных пород, содержащих алюмосиликаты (полевой шпат, слюды, нефелин). Под влиянием растворов, содержащих CO_2, каолинит может возникать по следующей реакции:

$$4K[AlSi_3O_8] + 4H_2O + 2CO_2 = Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 8SiO_2 + 2K_2CO_3$$

Микроклин Каолинит

Возможно переотложение первичных образований каолинита водными потоками с концентрацией их в виде вторичных пластов на дне водных бассейнов. Переотложенные месторождения встречаются даже чаще первичных. Высказывается предположение о происхождении каолинита благодаря действию гумусовых кислот

на алюмосиликаты. Основывается оно на том, что каолиновые залежи очень часто встречаются вместе с торфяными месторождениями бурых углей.

Месторождения: в России – Просянское, Часов-Ярское (Украина), Кирьинское, Троицко-Байновское (Урал); в Корнуэлле и Девоншире (Англия), вблизи Карловых Вар (Чехия), в Баварии и Саксонии (ФРГ), Лиможе (Франция), Кау-Линг (Китай).

Практическое значение - применяется в керамической промышленности при производстве фарфора и фаянса, в бумажной промышленности как наполнитель для придания бумаге гладкой поверхности и большей плотности, а также используется при производстве клеенки, линолеума, красок и получения окиси алюминия.

К каолиниту близок по составу и другой минерал – **галлуазит $Al_4[Si_4O_{10}]$ $4H_2O$,** образующий опалоподобные массы белого цвета с восковым блеском. Он типичен для коры выветривания основных пород и некоторых рудных месторождений.

Вместе с галлуазитом в коре выветривания встречается также **гарниерит $Na_4[Si_4O_{10}](OH)_4$ $4H_2O$** Он образует плотные или землистые скрытокристаллические скопления голубовато-зеленого цвета. Гарниерит является важной силикатной рудой на никель, месторождения его известны на Южном Урале (Аккермановское, Халиловское).

ГАРНИЕРИТ – $(Ni, Mg)_4[Si_4O_{10}](OH)_4$ $4H_2O$ (назван по фамлии французского геолога Гарнье).

Химический состав очень непостоянен: NiO от 15 до 45%, MgO от 15%; примеси Fe, Mn, Ca, Cr.

Сингония неизвестна. Встречается в виде скрытокристаллических сплошных или натечных масс.

Физические свойства - цвет ярко-зеленый различных оттенков; блеск матовый, иногда жирный; спайность отсутствует; хрупок; твердость 2-2,5; удельный вес 2,3-2,8.

Диагностические признаки – характерный цвет, низкая твердость – полируется ногтем.

Происхождение – образуется при процессах выветривания ультраосновных пород (за счет оливина, серпентина), ассоциируется с магнезистом, опалом, лимонитом и др.

Месторождения: в России – Уфалейское, Петровское, Халиловское, Ново-Черемшанское (Урал).

Практическое значение - руда на никель.

МОНТМОРИЛЛОНИТ – $n$$Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$ $m$$(Mg, Fe)_3$ x $[Si_4O_{10}](OH)_2$$p$$H_2O$ (название дано по месту нахождения минерала в Монтмориллоне во Франции).

Химический состав (устанавливается с большим трудом из–за нахождения минерала в составе глин вместе с другими минеральными компонентами): MgO – 3 – 31%; Al_2O_3 – 1 – 28%; SiO_2 – 34-59%; H_2O – 4 – 14.5%; в качестве примесей наиболее часты Fe_2O_3 –иногда до 29%, Ca, Na, K, Ti.

Сингония моноклинная или ромбическая.

Структура слоистая; может быть представлена как производная от структуры пирофиллита – между пакетами пирофиллита $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$ располагаются обменные катионы Mg, Fe, Al, Ca и молекулы воды.

Монтмориллонит встречается в виде тонко дисперсных, скрытокристаллических плотных или землистых агрегатов, реже он образует чешуйки.

Физические свойства - цвет белый, за счет примесей серый, бурый, красноватый, зеленый; блеск матовый, часто восковой; излом плотных разновидностей восковой; сильно набухает от влаги; твердость 1 – 2; удельный вес 2,2-2,9.

Диагностические признаки – сильное набухание от влаги, прилипает к языку. Точная диагностика без детальных иследований (электронномикроскопических и др) невозможна.

Происхождение экзогенное – образуется в щелочной среде при выветривании эффузивных пород (вулканических пеплов), а также основных изверженных пород (диабазов, базальтов, габбро).

Месторождения: в Грузии – вблизи Кутаиси, в селах Гумбри и Аскони (Грузия), около г.Нальчика (Сев.Кавказ), Черкасское (Украина), Горбское (Закарпатье); в штатах Флорида, Джорджия (США), в Монтмориллоне (Франция), в Японии.

Практическое значение – монтмориллонит и другие глины подобного типа (бентониты) находят широкое применение в промышленности благодаря высокой способности поглощать жидкости и другие вещества. В частности, монтмориллонитовые глины используются для очистки нефтепродуктов, воды и пищевых продуктов, а также для очистки тканей от жиров и масел после крашения. Как наполнитель, эти глины применяются в резиновой, мыловаренной и парфюмерной промышленности.

И, наконец, в этой же группе минералов нужно указать нонтронит $(Fe,Al_2)[Si_4O_{10}](OH)_2\ nH_2O$. Химический состав его непостоянен. Цвет нонтронита серо-зеленый, желто-зеленый для землистых агрегатов и более чистый желто-зеленый для псевдоморфоз по крупным кристаллам пироксена. Твердость около 2. В больших количествах образуется в коре выветривания ультраосновных пород, например, в Кимперсайском массиве в Актюбинской области, где встречается в виде землистых масс зеленовато-желтого цвета. Никельсодержащие нонтрониты Актюбинской области являются хорошей рудой на никель (месторождения Барановка, Чугуевское и др.). Чистые разности нонтронита характерны, например, для зоны окисления пироксеновых скарнов Средней Азии, где он развивается по крупным кристаллам геденбергита (Ингичке, Лянгар и др.).

Минералы глин уверенно различаются лишь при термических и рентгеноструктурных исследованиях и под электронным микроскопом.

Слюды

К слюдам относится большая группа важных породообразующих минералов, объединяемых общностью ряда физических свойств. Внешне все слюды сходны. Они имеют листоватый облик и весьма совершенную спайность по (001).

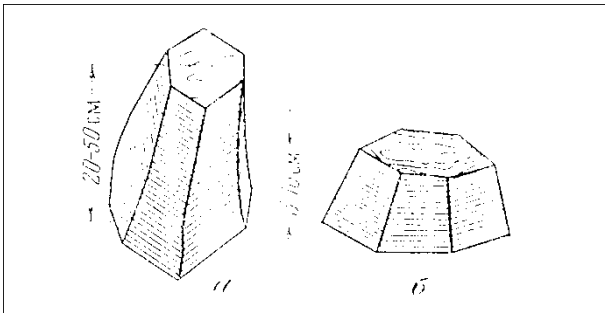


Рис.42. Природные кристаллы флогопита:
а) вытянутый; б) плитчатый

В структуре слюд кремне-алюмокислородные пачки листов связаны между собой через катионы; вдоль плоскостей этих пачек происходит наиболее легкое раскалывание (спайность).

Сингония моноклинная. Кристаллы листоватые, чешуйчатые. При благоприятных условиях роста кристаллы приобретают псевдогексагональный облик с удлинением вдоль вертикальной оси, перпендикулярной к спайности (рис.42 а). Размеры кристаллов различны: от микроскопических до пластин в несколько квадратных метров. На Чуйском месторождении найдены кристаллы мусковита массой в тонну. Такие же кристаллы флогопита были встречены в Слюдянском месторождении (Южное Прибайкалье).

Листочки слюд упругие, некоторые при расщеплении в темноте светятся. Если смотреть через тонкую пластину слюды на светящийся предмет, то иногда наблюдается шести – и двенадцатилучевая звезда (особенно на некоторых флогопитах со Слюдянки), что вызывается ориентированными включениями игл рутила.

Твердость около 2. Плотность до 3,2. Безжелезистые слюды характеризуются диэлектрическими свойствами и огнестойкостью.

Слюды широко распространены в природе. На их долю приходится около 3,7% всех минералов земной коры. Они являются составной частью многих изверженных и метаморфических горных пород. Промышленное значение имеют слюды пегматитового и контактово-метасоматического происхождения.

ФЛОГОПИТ – $KMg_3[AlSi_3O_{10}](F,OH)_2$ (название происходит от греческого слова «флогопос» - огнеподобный из-за красного оттенка некоторых кристаллов).

Химический состав: K_2O – 7 – 10%; Mg – 21 – 29%; Al_2O_3 – 10 – 17%; SiO_2 – 39 – 45%; H_2O – 0,5 – 5,5%, F до 6%; примеси Fe, Na, Mn, Ca, Ba, Cr.

Структура слоистая; флогопит образует таблитчатые и пластинчатые кристаллы, часто имеющие вид плоских шестигранников (рис.87*б*). Иногда встречаются пирамидальные кристаллы. Характерны также мелкие листочки и чешуйки.

Физические свойства – цвет желтовато-бурый до янтарного, красновато-бурый, зеленовато-бурый, реже бесцветный с серебристым или зеленым оттенком; блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый; тонкие листочки упруги; спайность совершенная; твердость 2-3; удельный вес 2,7-2,85.

Диагностические признаки – от биотита отличается более светлой окраской; темно-бурые, почти черные разности требуют для определения применения точных методов диагностики.

Происхождение: а) контактово-метасоматическое – находится в скарновых образованиях в ассоциации с кальцитом, апатитом, диопсидом, скаполитом; б) метасоматическое – образуется в карбонатитах при развитии процессов замещения вместе с кальцитом, диопсидом, апатитом, иногда магнетитом и пирохлором.

Месторождения: в России – Слюдянское (район оз.Байкал), Эмельджакское, Леглиерское (Якутия), Ковдорское (Кольский п-ов); за рубежом – в провинции Онтарио (Канада), Гренландии, на о.Мадагаскар, в Индии.

Структура слоистая. Встречается в виде пластинчатых и таблитчатых кристаллов, часто образует тонкие листочки и чешуйки.

Практическое значение – применяется в электропромышленности как диэлектрик.

БИОТИТ – $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$ (назван в честь французкого физика Ж.Био).

Химический состав – магнезиально-железистая слюда, от флогопита отличается выским содержанием железа: K_2O – 6 – 11%; Mg – 0,5 – 28%; FeO – 2,5 - 28%; Al_2O_3 – 3 – 32%; SiO_2 – 32 – 45%; H_2O – 1 – 5%, F до 4,5%; в виде примеси постоянно присутствует Fe_2O_3 – 0,2 - 20%; а также Ti, Na, иногда Li, C_S, Mn, Ba, Sr.

Физические свойства – цвет темно-бурый до черного, иногда темно-зеленый; непрозрачен или слабо просвечивает; блеск стеклянный до матового; спайность совершенная; твердость 2-3; удельный вес 3-3,1.

Диагностические признаки – темный, почти черный цвет.

Происхождение: а) магматическое – биотит – характерный породообразующий минерал гранитов, гранодиоритов, диоритов, сиенитов; б) пегматитовое – в жилах вместе с полевыми шпатами, кварцем, мусковитом; в) метаморфическое – встречается в значительном количестве в различных сланцах и гнейсах.

Месторождения: в России – Ильменские горы (Урал), Борщовочный кряж (В.Сибирь); за рубежом – в Гренландии, Скандинавии и др.

Практическое значение – изредка используется в качестве изоляционных прокладок в бытовых приборах.

МУСКОВИТ – $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ название происходит от старинного итальянского названия города Москвы – Муска. Вывозимые из России на запад, через Москву, большие листы мусковита называли «московским стеклом»).

Бесцветен или желтоватого, светло-коричневого цвета, иногда с красноватым оттенком.

Разновидности. С е р и ц и т – мелкокристаллический светлый мусковит, являющийся продуктом разрушения алюмосиликатов (главным образом полевых шпатов). Имеет шелковистый блеск.

Ф у к с и т – хромосодержащая разновидность мусковита ярко-зеленого цвета, характерная для лиственитов.

Химический состав - алюминиевая слюда, характеризуется более постоянным, нежели биотит, составом: K_2O – 11,8%; Al_2O_3 – 38,5%; SiO_2 – 45,2%; H_2O – 4,5%, примеси Na, Li, Rb, Ca, Mg, Fe,Ti, Cr, F.

Структура слоистая; встречается в виде таблитчатых или пластинчатых кристаллов, достигающих иногда 0,5-1,5м. Часты таблитчатые индивиды с шестигранным или ромбовидным сечением. Характерны также столбчато-пирамидальные кристаллы. Нередко мусковит представлен агрегатами чешуек и листочков. Тонкочешуйчатая разновидность, образующая плотные массы с шелковистым блеском, называется серицитом.

Физические свойства – бесцветен, прозрачен, но нередко окрашен и буроватые, зеленые и розовато-красные тона; блеск стеклянный до серебристого, листочки гибки и упруги; спайность весьма совершенная; твердость 2-3; удельный вес 2,7-2,8.

Диагностические признаки – светлая окраска, прозрачность, весьма совершенная спайность.

Происхождение: а) пегматитовое – мусковит – характерный минерал гранитных пегматитов. Скопления крупных кристаллов мусковита находятся в так называемых слюдоносных пегматитах в ассоциации с полевыми шпатами, кварцем, иногда биотитом, турмалином, апатитом; б) гидротермальное – мусковит встречается в грейзенизированных гранитах, грейзенах и кварцевых жилах вместе с кварцем, топазом, бериллом, касситеритом, вольфрамитом, колумбит-танталитом; в) метаморфическое – в различных сланцах, кварцитах и в другие образованиях.

Месторождения: мусковит промышленного значения находится только в пегматитах. В России – Мамские месторождения (В.Сибирь), Тэдино, Чупинское (Карелия), Енское (Кольский п-ов).

Практическое значение – применяется как высококачественный электроизоляционный материал в радиопромышленности, электронных приборах и авиационной промышленности.

ЛЕПИДОЛИТ – $KLi_{1.5}Al_{1.5}[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$ (название происходит от греческого слова «лепидос» - чешуйка, в связи с чешуйчатым обликом этого минерала.

Химический состав – лепидолит – литиевая слюда; состав ее - K_2O – 9 - 10%; Li_2O – 3,7 – 6,0%; Al_2O_3 – 22 - 29%; SiO_2 – 49 - 53%; F – 5 – 8%; H_2O – 0,58 – 2,5%, постоянными примесями являются Rb_2O – 1 – 4%; Cs_2O – 0,2 – 2% (в связи с чем этот минерал используется иногда как сырье на цезий и рубидий). Кроме того, присутствуют Fe, Mn, Na, Mg.

Структура слоистая; встречается в виде мелких листочков, чешуек и скорлуповатых агрегатов, а также образует пластинчатые и столбчатые кристаллы.

Физические свойства - цвет розовый, розовато-фиолетовый, иногда белый; блеск стеклянный до серебристого; листочки гибки, но не так упруги, как у мусковита; спайность весьма совершенная; твердость 2-3; удельный вес – 2,8-2,9.

Диагностические признаки – характерный цвет; неокрашенные разности отличаются от мусковита по оптическим свойствам или с помощью спектрального анализа по содержанию лития.

Происхождение: а) пегматитовое – лепидолит – характерный минерал натролитиевых пегматитов, где спутниками его являются альбит, полихромные турмалины, поллуцит, иногда сподумен, танталит; б) пневматолито-гидротермальное – в грейзенах в ассоциации с топазом, кварцем, бериллом, колумбит-танталитом, касситеритом.

Месторождения: Бикита (Ю.Родезия), о.Утэ (Швеция), в штате Мэн (США).

Практическое значение – используется как руда на литий, цезий, рубидий.

Гидрослюды

Гидрослюды представляют собой измененные слюды и являются промежуточными образованиями между слюдами и минералами глин.

Сингония их моноклинная. Состав сложный и непостоянный. Похожи на слюду, но листочки не упругие.

ВЕРМИКУЛИТ – $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_24H_2O$ (от латинского слова «вермикулос» - порождающий червей, из-за способности минерала разбухать при нагревании с образованием червеобразных агрегатов).

Химический состав непостоянен: MgO – 18 – 27%, FeO – 0,5 – 3%, Fe_2O_3 – 3 – 11%, Al_2O_3 – 11 – 18%, SiO_2 – 33 – 36%, H_2O – 8 – 19%; примеси Na, Ca, Ti, Ni.

Сингония моноклинная.

Структура слоистая, подобна структуре флогопита и биотита, трехслойные пакеты, состав которых $(MgFe)_3[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2$, перемежаются с двумя мономолекулярными слоями воды.

Кристаллы вермикулита подобны кристаллам флогопита и биотита, за счет которых они образуются. Вермикулит иногда находится в виде тонкодисперсных отложений среди глин.

Физические свойства – цвет желтовато-бурый, золотисто-желтый, бронзовый, бурый, темно-бурый; блеск матово-стеклянный, часто жирный; спайность совершенная; упругость слабая; хрупкий; при прокаливании вспучивается,

увеличиваясь при этом в объеме в 15-20 раз, обожженные массы плавают на воде; твердость 1-1,5; удельный вес 2,4-2,7.

Диагностические признаки – вспучивание при прокаливании.

Происхождение гидротермальное – в результате изменения биотита и флогопита, а также экзогенное – при выветривании биотита.

Месторождения: в России – Ильменское, Булдымское (Урал), в Побужье и на Волыни (Украина), Ковдор (Кольский п-ов); за рубежом – Либби (Монтана, США), в Западной Австралии.

Практическое значение – применяется как термо- и звукоизоляционный материал. Способность вермикулита насыщаться водой позволяет использовать его для гидропонного выращивания овощей в парниках.

Глауконит – водный алюмосиликат K, Fe, и Al; содержит 4,0 – 9,5% K_2O. Землистый, обычен в осадочных породах в виде зерен неправильной формы, особенно в песчаных, глинистых и глинисто-карбонатных породах. Цементирует пески в песчаниках, часто встречается в песках (глауконитовые пески). Цвет зеленый разных оттенков.

Происхождение. Осадочное – образуется в морях и океанах, возможно, при участии организмов.

Месторождения. – Глауконитовые пески известны во многих местах европейской части – на Украине, в Курской, Орловской и Кировской областях.

Применение. Глауконит может служить калийным удобрением, применяется как зеленая краска, а также для очистки воды, идущей в котлы.

Хлориты

К хлоритам относят обширную группу слюдоподобных минералов сложного состава. Название дано по зеленому цвету минералов («хлорос» по гречески - зеленый).

Хлориты – алюмосиликаты магния, железа и алюминия, иногда содержат никель и хром.

Все хлориты кристаллизуются в моноклинной сингонии. Обычно они образуют листоватые, чешуйчатые агрегаты и сплошные массы, для некоторых (шамозита) характерны скрытокристаллические агрегаты и оолиты. Спайность хлоритов по (001) весьма совершенная, листочки гибкие, но в отличие от слюд не упругие. Цвет зеленый разных оттенков до зеленовато-черного. Твердость 2 – 3. Плотность 2,6 – 2,9.

Общая формула хлоритов $(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+})_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ X $(Mg, Fe)_3(OH)_6$. Написание такой формулы связано со структурными особенностями хлоритов: трехслойные пакеты типа талька $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ чередуются с однослойными пакетами типа брусита $Mg(OH)_2$. Большое разнообразие химического состава хлоритов обусловлено широкими изоморфными замещениями главных элементов $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mn^2 \rightarrow Ni^{2+}$, $Al^3 \rightarrow Fe^{3+} \rightarrow Cr^{3+}$, а также $Si + Mg \rightarrow Al_2$ и $Mg_3 \rightarrow Al_2$.

Немецкий ученый Х Штрунц выделяет ряд та л ь к – х л о р и т а (Mg ; Fe > 1 : 1), то есть магнезиальных хлоритов, или просто хлоритов, и ряд ф е р р о х л о р и т а (лептохлорита), или железистых хлоритов.

К магнезиальным хлоритам относятся следующие минеральные виды, уверенно различить которые можно только после детальных исследований состава.

Пеннин $(Mg, Al)_3(OH)_2[Al_{0.5-0.9}Si_{3.5-3.1}O_{10}]Mg_3(OH)_6$.

Клинохлор $(Mg, Al)_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}]Mg_3(OH)_6$.

Прохлорит (рипидолит) **$(Mg, Fe, Al)_3(OH)_2[Al_{1,2-1,5}Si_{2,8-2,5}O_{10}]Mg_3(OH)_6$.**

Цвет пеннина и клинохлора зеленый различных оттенков (травяно-зеленый, бутылочно-зеленый). Твердость около 2,5. Спайность весьма совершенная. Эти

минералы образуют мягкие гибкие и упругие листочки, чешуйчатые и пластинчатые агрегаты. Различать хлориты можно по кривым нагревания и характеру дегиритации. Хлориты широко распространены в природе. Часто являются главными породообразующими минералами. Таковы тальк-хлоритовые, серицит – кварц – хлоритовые, хлорит – актинолитовые и многие другие сланцы, широко распространенные, например, на Урале.

Происхождение их метаморфическое. Они характерны для метаморфических пород слабой степени метаморфизма и образуют зеленые так называемые хлоритовые сланцы. Широко известный в природе процесс хлоритизации заключается в переходе роговой обманки и биотита в хлорит. Наличие хлоритов может также указывать на низкотемпературные гидротермальные условия переработки горных пород, содержащих силикаты магния и железа.

Прохлорит нередко встречается в «присыпках» на кристаллах кварца и других минералов, образующихся в жилах альпийского типа. На хромистом железняке встречаются хромсодержащие разновидности пеннина и клинохлора фиолетового цвета – к е м м е р е р и т и к о ч у б е и т (Актюбинская обл.)

Среди феррохлоритов (железистых хлоритов) нужно отметить шамозит и тюрингит, которые характерны для осадочных и осадочно-метаморфических месторождений железа, образованных в условиях среды с недостаткам кислорода.

Шамозит $(Fe^{2+}, Fe^{3+})_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}](Fe, Mg)_3(O, OH)_6$.

Тюрингит $(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_3(OH)_2[Al_{1,2\text{-}2}Si_{2,8\text{-}2}O_{10}](Mg\ Fe^{2+}, Fe^{3+})_3(O, OH)_6$.

Эти минералы трудны для диагностики, установление их возможно только по результатам химического анализа. Однако шамозит иногда можно отличить и макрокопически по оолитовой структуре и зеленовато-черной черте. Цвет шамозита зеленовато-черный до черного. Для него характерен парагенезис с сидеритом и сульфидами железа. Тюрингит обычно образует скрытокристаллические, коллоидно-дисперсные агрегаты темно-зеленого цвета. При достаточных скоплениях шамозит и тюрингит могут служить рудой на железо.

КАРКАСНЫЕ СИЛИКАТЫ

Среди алюмосиликатов каркасной структуры ниже рассматриваются четыре группы: а) полевые шпаты; б) фельдшпатиды (содержат меньше SiO_2 и больше щелочей по сравнению с полевыми шпатами); в) скаполиты; г) цеолиты.

Полевые шпаты

Полевые шпаты разделяются по составу на натрово-кальциевые (плагиоклазы) и калиевые (ортоклаз и микроклин).

Плагиоклазы представляют собой изоморфный ряд с двумя крайними членами: альбитом $Na[AlSi_3O_8]$ и анортитом $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Смесимость этих компонентов полная; Na и Si замещается Ca и Al. Название происходит от греческого слова «плагиоклаз» - косораскалывающийся, в связи со спайностью, которая в плагиоклазах проходит под углом, заметно отличающимся от прямого (на $3{,}5\text{-}4^0$). Это название дано в отличие от моноклинных полевых шпатов, которые имеют угол между плоскостями спайности, равный 90^0. Сингония плагиоклазов триклинная.

Плагиоклазы имеют огромное значение в петрографии для классификации изверженных пород, поэтому они хорошо изучены. Е.С.Федоровым была предложена их классификация, основанная на процентном содержании анортитовой составляющей. Исходя из этого, плагиоклазы разбиты по номерам:

	№ плагиоклазов
Альбит (Ab)$Na[AlSi_3O_8]$	0-10

Олигоклаз	10-30
Андезин	30-50
Лабрадор	50-70
Битовнит	70-90
Анортит (An) $Ca[Al_2Si_2O_8]$	90-100

Номер плагиоклаза точно характеризует его состав. Так, плагиоклаз №36 соответствует андезину, он содержит 36% анортитовой составляющей и 64% альбитовой.

Ввиду того, что содержание кремнекислоты от альбита к анортиту постепенно падает (от68,81% в альбите до 43,28% в анортите), плагиоклазы от №0 до №30 носят название кислых, от №30 до №50 – средних и от №50 до №100 – основных. Кислые плагиоклазы наиболее распространены и встречаются в кислых изверженных горных породах.

Плагиоклазы обычно характеризуются неправильными зернами, вкрапленными в породу; образуют зернистые агрегаты, иногда друзы (альбит). Хорошо образованные кристаллы редки.

Очень характерны сложные полисинтетические двойники по альбитовому закону – плоскость срастания (010). Они хорошо распознаются под микроскопом при скрещенных николях; один индивиды имеют вид темных полос, другие – светлых.

Цвет плагиоклазов белый, серый, иногда с различными оттенками. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (001) и (010). Твердость 6-6,5. Плотность непрерывно повышается от альбита (2,61) до анортита (2,76).

Уверенно определить плагиоклаз и установить его состав (т.е. номер) можно химическим путем и при микроскопическом исследовании при помощи универсального столика Е.С.Федорова. По внешним признакам в некоторых случаях удается определить только альбит и лабрадор (и при известном навыке олигоклаз).

Происхождение. Магматическое – в изверженных породах; пегматитовое; метаморфическое – в кристаллических сланцах.

Альбит $Na[AlSi_3O_8]$. Название происходит от латинского слова «альбус» - белый.

Цвет белый. В некоторых пегматитовых жилах образует характерные платинчатые агрегаты, часто вместе с ортоклазом, топазом, бериллом и морионом. В редкометальных пегматитах обычен сахаровидный зернистый альбит и листоватый альбит – к л е в е л а н д и т, белого или голубоватого цвета. В изверженных породах альбит без микроскопа неопределим.

Лабрадор. Назван по полуострову Лабрадор в Северной Америке, где встречаются породы, целиком состоящие из лабрадора – лабрадориты.

Цвет серый, темно-серый. Характерны синие отливы на плоскостях спайности (010). Такие отливающие в кристаллах синим цветом лабрадоровые породы хорошо принимают полировку и служат красивым облицовочным материалом. В Москве ими облицована нижняя часть Мавзолея В.И.Ленина, многие здания и станции метро. Крупные месторождения лабрадора находятся в Житомирской области на Украине (турчинское и др.).

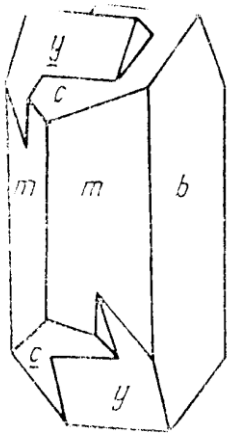


Рис. 43. Двойник ортаклаза: *b*(010), *c*(001), *m*(110), *y*(201)

Ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$. Ортоклаз по-гречески значит «прямоколющийся» - указание на направления совершенной спайности, идущие под прямым углом.

Сингония моноклинная. Кристаллы хорошо выражены,

часто встречаются в двойниках (рис.43), также образуют сплошные кристаллические массы.

Цвет светло-серый, светло-розовый до мясо-красного. Блеск стеклянный. Твердость 6 – 6,5. Плотность 2,5 – 2,6.

Разновидности. Высокотемпературная, бесцветная, модификация $K[AlSi_3O_8]$, выделяемая иногда в самостоятельный минеральный вид, носит название с а н и д и н а; она характерна для эффузивных пород. А д у л я р – водяно-прозрачный полевой шпат клиновидной формы, встречается в жилах альпийского типа. Адуляры нежно-голубого цвета с серебристым отливом называются л у н н ы м к а м н е м.

Происхождение. Магматическое – в кислых и средних изверженных породах, а также в пегматитах. При выветривании подвергается каолинизации.

Микроклин $K[AlSi_3O_8]$. В переводе с греческого – «незначительно отклоненный», так как угол между плоскостями спайности в отличие от ортоклаза отклоняется от прямого на 20´.

Сингония триклинная. По внешнему виду неотличим от ортоклаза. Под микроскопом при скрещенных николях характерны «решетчатые» двойники. Кристаллы иногда достигают гигантских размеров, в пегматитовых жилах нередки обособления микроклина массой в десятки тонн.

Цвет белый, серый, розовый, желтый, красный. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (001) и (010). Твердость 6-6,5. Плотность 2,54 – 2,57.

Редкая **разновидность** микроклина зеленого цвета называется а м а з о н и т о м, или а м а з о н с к и м
к а м н е м.

Происхождение. Магматическое, крупные кристаллы встречаются в пегматитовых жилах. Широко распространены закономерные прорастания калиевых полевых шпатов кварцем и альбитом. Первые носят название «е в р е й с к о г о к а м н я», или п и с ь м е н н о г о г р а н и т а, и типичны для первых стадий пегматитового процесса. Вторые называются п е р т и т а м и, чаще это микроклин-пертиты. Линзовидные волоконца более светлого альбита иногда заметны на глаз.

Месторождения в Казахстане и Забайкалье; крупные месторождения керамических пегматитов находятся в Карелии; амазонит известен в Ильменских горах на Урале.

Применение. Калиевые полевые шпаты из пегматитовых жил (главным образом микроклин) служат сырьем для керамической и стекольной промышленности. Лунный камень употребляется в ювелирном деле, амазонит для поделок.

ФЕЛЬДШПАТОИДОВ

Минералы этой группы являются «заместителями» полевых шпатов в недосыщенных кремнекислотой (пересыщенных щелочами) изверженных горных породах и лишь в редких случаях образуются при метасоматических процессах (лазурит, иногда нефелин). Подобно оливину они не встречаются совместно с кварцем. Помимо дефицита кремнекислоты для образования содалита необходимо присутствие хлора, а для образования лазурита – серы.

Окраска фельдшпатоидов может быть обусловлена либо механическими включениями других минералов (гематит и т.п.), в меньшей степени – присутствием газово-жидких включений, либо дефектами кристаллической решетки (содалит, лазурит и др.). По многим свойствам (твердость, удельный вес и т.д.) фельдшпатоиды близки к полевым шпатам, но отличаются плохо выраженной спайностью и иной формой кристаллов. Обычная форма выделений фельдшпатоидов – зернистые

агрегаты и отдельные неправильные зерна в составе щелочных горных пород (нефелиновых сиенитов и др.).

НЕФЕЛИН – $Na[AlSiO_4]$. Содержит от 31 до 34% Al_2O_3; в виде примесей – К, Са, иногда Fe. Название от греч. *νεφελη* - облако (при разложении в HNO_3 дает «облако» кремнезема). Синоним – *элеолит (масляный камень).*

Характерные признаки. Отдельные зерна неправильной формы или сплошные массы. Шестигранные короткопризматические или толстотаблитчатые кристаллы редки; встречаются в пустотах пород, содержащих нефелин. Прозрачные кристаллы могут быть бесцветны. Чаще полупрозрачен, серого цвета с зеленоватым, буроватым или красноватым оттенкам либо ярко окрашен: мясо-красный, зеленоватый, буровато-желтый. Блеск жирный. Спайность отсутствует или несовершенная. Тв.5 – 6. Хрупок. Удельный вес 2,6 – 2,7.

Условия образования и нахождения. Один из главных породообразующих минералов щелочных горных пород и их пегматитов. Происхождение магматическое, реже пегматитовое и метасоматическое. Минералы–спутники – эгирин, щелочные амфиболы, апатит, сфен, циркон, эвдиалит, ильменит, также содалит, канкринит, цеолиты. Никогда не встречается совместно с кварцем. Районы развития: Кольский п-ов, Урал (Вишневые и Ильменские горы), Украина (Приазовье), Сибирь (Красноярский край) и др. При выветривании легко разрушается, покрываясь с поверхности белесыми пленками вторичных продуктов переменного состава (*гидронефелин* и др.); полное выщелачивание ведет к появлению каверн и полостей на месте зерен нефелина.

Диагностика. Можно спутать с полевыми шпатами и кварцем. От полевых шпатов отличается отсуствием спайности, от кварца – ассоциацией минералов, а также меньшей твердостью, более жирным блеском, зеленоватым, красноватым и другими оттенками серого цвета (кварц в породе обычно дымчато-серый или молочно-белый), меньшей прозрачностью, способностью разлагаться под действием кислот. Характерен облик выветренной поверхности.

Практическое значение. Применяется в стекольной, керамической, химической промышленности. Служит сырьем для производства соды, силикагеля, ультрамарина и др. Может использоваться как алюминиевая руда. Некоторые разновидности ценятся как самоцветы.

Цеолиты

Цеолиты составляют группу водных алюмосиликатов, насчитывающих около 40 минеральных видов, из них только 7 широко распространены в природе. Преимущественно это алюмосиликаты кальция и натрия, реже калия и бария, при почти полном отсутствии железа и магния. Характерным для них является присутствие так называемой «цеолитной воды», которую при осторожном нагревании можно полностью удалить без нарушения структуры минералов. Вода при этом выделяется постепенно с повышением температуры. В этом состоит отличие цеолитов от минералов, содержащих конституционную воду, выделение которой возможно лишь разрушении всей структуры. Цеолиты вспучиваются при нагревании. Отсюда происходит название: «цео» по-гречески вскипать.

Постепенное выделение воды из цеолитов есть следствие их структуры, наличия пустот и каналов, в которых находится вода. Интересно, что при соответствующих условиях цеолиты могут снова поглощать воду и быть, таким образом, снова насыщенными. Кроме воды, обезвоженный цеолит может поглощать спирт, аммиак, сероводород и другие вещества. Отсюда ясно, что содержание воды

или других веществ в цеолитах зависит от среды, в которой они находятся, и условий – температуры, давления, влажности.

Другие свойства цеолитов – способность обменивать одни основания на другие. Практическая ценность цеолитов и состоит в использовании их адсорбционных и ионообменных свойств, они применяются для очистки питьевой воды, очистки промышленных и бытовых стоков (охрана окружающей среды) и в сельском хозяйстве (удерживают воду и удобрения в почве). Практическое применение имеют широко распространенные цеолиты вулканогенно-осадочных толщ **шабазит (Na_2Ca) $[AlSi_2O_6]_2 6H_2O$, морденит (Ca, Na_2K_2)$[AlSi_5O_{12}]_2 7H_2O$** и некоторые другие; большинство цеолитов представляют лишь минералогический интерес.

Кристаллизуются цеолиты в различных сингониях. Для многих характерны лучистые агрегаты и сростки кристаллов. Цвет их белый, иногда красноватый от механической примеси окислов железа. Блеск стеклянный. Твердость 5-5,5. Плотность 2,2-24.

Происхождени*е*. Цеолиты в основном образуются за счет перекристаллизации вулканических пеплов и туфов, они типичны и для эффузивных пород, встречаясь в миндалевидных пустотах базальтов. Цеолиты гидротермального происхождения, характеризуют последние стадии гидротермальной деятельности (низко-температурные образования).

Месторождения. На Северном Кавказе, в Закавказье, в Крыму, в Карпатах, на Камчатке и в области распространения траппов на Сибирской платформе.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Силикаты и алюмосиликаты»

1. Какие признаки положены в основу классификации силикатов?
2. Перечислите главные типы структур силикатов. Приведите примеры.
3. Для каких пород характерен оливин? Какие минералы образуются при его разрушении?
4. Какие формы имеют кристаллы граната?
5. Какие Вы знаете гранаты? Их состав, цвет, в каких породах они встречаются.
6. Напишите формулу сфена. В каких породах он встречается?
7. Что характерно для топаза?
8. Как отличить топаз от кварца?
9. Какова окраска родонита? Его применение.
10. Нарисуйте формулу кристаллов берилла.
11. Какие Вы знаете разновидности берилла?
12. Какие бывают турмалины по цвету и в каких породах они встречаются?
13. Каковы характерные признаки турмалина?
14. Какие Вы знаете пироксены? Для каких пород они характерны?
15. Какой минерал из групп пироксенов является рудой на литий? Его характеристика.
16. Для каких пород характерен волластонит?
17. Как выглядят тремолит и актинолит? Каково различие между ними?
18. Какие Вы знаете разновидности роговой обманки?
19. В чем отличие пироксенов от амфиболов?
20. Что такое нефрит?
21. По каким признакам определяется тальк?
22. Каково происхождение и применение талька?

23. Что такое асбест? Его применение.
24. Назовите силикаты, употребляемы как руда на никель. Их окраска.
25. Какие вы знаете слюды? Отличительные признаки слюд.
26. Какое происхождение имеет мусковит. Его применение и главные месторождения в СНГ и Казахстане.
27. Чем отличается флогопит от биотита? Значение и месторождение флогопита.
28. Каков цвет лепидолита? Какой характерный элемент он содержит?
29. Охарактеризуйте минералы глин.
30. Что такое плагиоклазы и как они классифицируются?
31. Охарактеризуйте лабрадор.
32. В чем отличие ортоклаза от микроклина?
33. в чем сходство и различие лабрадора и ортоклаза?
34. Каково происхождение полевых шпатов?
35. Для каких пород характерен нефелин?

ТЕМА 1.8. ТЕМА КАРБОНАТЫ, СУЛЬФАТЫ, ФОСФАТЫ.

План
1. Общая характеристика классов карбонаты, сульфаты, фосфаты.
2. Описательная характеристика минералов данных классов.

Карбонаты

Карбонаты широко распространены в природе, особенно это относится к соединениям типа $Ca[CO_3]$ (кальцит), $Mg[CO_3]$ (магнезит), которые часто слагают мощные толщи осадочных и метаморфических пород. Химически карбонаты представляют собой соли угольной кислоты. Структурной единицей этого класса является плоская группа $[CO_3]^{2-}$; ионы кислорода размещены в вершинах равностороннего треугольника, а ион углерода – в его центре. Радикалы соединяются с различными, в основном, двухвалентными катионами, главнейшими из которых являются Mg, Fe, Zn, Ca, Ba, Sr, Pb, TR и дополнительными анионами $(OH)^{1-}$, F^{1-}, Cl^{1-}.

Наиболее широко распространенные в природе карбонаты имеют островное строение – радикалы $[CO_3]^{2-}$ изолированы друг от друга катионами и добавочными анионами. Наличие в структуре минералов плоских радикалов $[CO_3]^{2-}$ обусловливает анизотропию некоторых свойств. Они различны в направлениях, перпендикулярных и параллельных плоским радикалам. В частности, резко различны показатели светопреломления (наибольший показатель светопреломления имеет направление, перпендикулярное плоским радикалам), неодинакова твердость (например, у кальцита она изменяется от 2,5 до 3,5). Кристаллизуются карбонаты преимущественно в тригональной и ромбической сингониях.

Общими физическими свойствами минералов этого класса являются: средняя твердость (от 2,5 до 5 по шкале Мооса); для большинства разновидностей характерна совершенная спайность; стеклянный блеск; кроме карбонатов меди, железа, урана, все они или бесцветны, или имеют светлую окраску характерным свойством карбонатов является также выделение CO_2 при действии на них соляной кислоты (следует отметить, что без нагревания с соляной кислотой реагируют только некоторые минералы – кальцит, малахит, арогонит, азурит, остальные карбонаты вскипают при нагревании.

Происхождение карбонатов преимущественно гидротермальное и экзогенное; это связано очевидно с тем, что в природе анион $[CO_3]^{2-}$ образуется при диссоциации угольной кислоты в водном растворе. Экзогенные минералы – малахит, азурит, смитсонит, церуссит, арагонит, аморфный магнезит;; гидротермальные – анкерит, стронцианит и др; карбонаты, которые могут образовываться гидротермальным и экзогенным путем, - кальцит, доломит, магнезит, сидерит.

Минералы класса карбонатов широко применяются в металлургической промышленности, являясь, с одной стороны, рудами цинка, свинца и железа (смитсонит, церуссит, сидерит), с другой – флюсами и огнеупорами (кальцит, магнезит); используются также в качестве строительных материалов для производства различных цементов, в химической промышленности – для получения соды и других химикатов.

ГРУППА ТРИГОНАЛЬНЫХ КАРБОНАТОВ
Подкласс безводных карбонатов.

КАЛЬЦИТ - $Ca[CO_3]$ (название происходит от латинского слова «калькс» - известь).

Химический состав: CaO-56%, CO_2 – 44%, примеси Mg, Fe, Mn, Zn, Sr, Ba, C.

Сингония тригональная.

Структура островная. Структуру кальцита часто рассматривают как деформированную структуру галита, в которой места ионов Na и Cl заняты соответственно Ca и $[CO_3]^{2-}$; кроме того, кубическая ячейка сжата вдоль оси симметрии третьего порядка. Плоские радикалы расположены параллельно друг другу и перпендикулярно направлению оси третьего порядка. Каждый атом кальция окружен шестью ионами кислорода. Ионы кислорода связаны с двумя ионами кальция и атомом углерода, находящимся в центре плоского треугольника. Кальцит образует различные по форме кристаллы ромбоэдрического, скаленэдрического, иногда призматического габитусов. Характерны таблитчатые формы, но особенно часто образуются зернистые агрегаты, плотные скрытокристаллические массы и натечные формы.

Физические свойства – цвет молочно-белый, за счет примесей приобретает желтую, розовую, голубую, серую и даже черную окраску; бесцветные прозрачные разности получили название исландского шпата (в этих кристаллах отчетливо наблюдается сильное двупреломление); спайность совершенная по ромбоэдру; бурно выделяет CO_2 при действии соляной кислоты; часто люминесцирует; твердость 3; удельный вес 2,6-2,8.

Диагностические признаки - «вскипаемость» при действии соляной кислоты; весьма совершенная спайность по ромбоэдру; от сходного доломита отличается по более активной реакции с соляной кислотой, от арагонита – по спайности в трех направлениях.

Происхождение: а) в природе основная масса кальцита образуется в водных бассейнах осадочным или биогенным путем и является главной составной частью известняков, мела; при метаморфизме известняков возникают мраморы; б) кальцит является характерным гидротермальным минералом, он слагает значительный объем жил различного состава; прозрачные кристаллы исландского шпата возникают изредка в пустотах эффузивных пород; в) кальцит образуется при контактово-метасоматических процессах (скарны) и является породообразующим минералом пород, называемых карбонатитами. Последние имеют магматическое или метасоматическое происхождение и связаны с массивами ультраосновных пород; г)

характерно отложение кальцита из вод различных источников и поверхностных вод в виде натечных форм и сталактитов.

Месторождения: Казахстан – Сажаевское месторождение, ВКО – Алексеевское, Орловское, Су-Булак; в России – исландский шпат – в районе Нижней Тунгуски, в Средней Азии; мел – Белгородское, Славянское, Кременецкое (Украина); мрамор – Козиевское (Украина), Уфалейское (Урал), в Крыму, Карелии, на Кавказе и др.

Практические значения – кальцит применяется в металлургической промышленности в качестве флюса при доменном процессе и производстве алюминия; в химической промышленности – для получения соды, углекислоты, извести; в строительном деле используется в виде мела, для приготовления цемента и в качестве облицовочного материала (мрамор). В оптической промышленности исландский шпат используется для изготовления николей в микроскопах.

МАГНЕЗИТ – $Mg[CO_3]$ (название происходит от местности Магнезия в Греции).

Химический состав: MgO – 47,6%, CO_2 – 52,4%; примеси Ca, Fe, Mn.

Сингония тригональная.

Структура аналогична структуре кальцита. Встречается в виде сплошных зернистых масс, желваков, натеков; реже образует ромбоэдрические кристаллы. Сплошные массы могут быть мелкокристаллическими и аморфными.

Физические свойства – цвет белый, серовато-белый до серого, иногда желтоватый; блеск стеклянный; спайность у кристаллического магнезита совершенная по ромбоэдру; без нагревания в соляной кислоте не вскипает; твердость 4,0 – 4,5; удельный вес 2,9 – 3,1.

Диагностические признаки – для кристаллических разновидностей характерен сильный блеск, спайность по ромбоэдру; для аморфных – матовый блеск. В соляной кислоте вскипает при подогреве.

Происхождение – магнезит встречается в природе реже, чем кальцит. Значительные его концентрации образуются при следующих процессах: а) гидротермальных – магнезит возникает в результате взаимодействия магнезиальных восходящих вод с известняками, при этом вначале образуется доломит, который позднее переходит в магнезит:

$$Ca[CO_3] + Mg[CO_3] \rightarrow \underset{\text{Доломит}}{CaMg[CO_3]_2}$$

$$CaMg[CO_3]_2 + Mg[HCO_3]_2 \rightarrow Ca[HCO_3]_2 + \underset{\text{Магнезит}}{2Mg[CO_3]}$$

б) при химическом выветривании ультраосновных пород под действием глубинных или поверхностных вод, содержащих углекислоту. Реакция протекает следующим образом:

$$\underset{\text{Оливин}}{4Mg_2[SiO_4]} + H_2O + 5CO_2 \rightarrow \underset{\text{Тальк}}{Mg_3[Si_2O_5](OH)_2} + \underset{\text{Магнезит}}{5Mg[CO_3]}$$

Магний, освободившийся из решетки оливина, переносится коллоидными растворами и выпадает в виде аморфного магнезита. Магнезит в этом типе месторождений ассоциируется с опалом, тальком, серпентином; в) небольшие скопления магнезита могут возникать при осаждении в замкнутых мелководных бассейнах с повышенной концентрацией сернокислых и углекислых солей.

Месторождения: в России – Сатка, Халилово (Урал); Вейтш (Австрия), Гренвилл, в доломитах Юта (США) и др.

Практическое значение – поскольку обожженный магнезит выдерживает высокую температуру (до 3000^0), он используется для изготовления различных

огнеупорных материалов; частично применяется также в производстве цемента и глазури.

ДОЛОМИТ – $CaMg[CO_3]_2$ (назван в честь французского минералога Д.Доломье).

Химический состав: CaO -30,4%, MgO – 21,7%, CO_2 – 47,9%; примеси Fe, Mn, Zn, Ni, Co, возможны включения битумов.

Сингония тригональная.

Структура подобна структуре кальцита и отличается тем, что ионы Ca попеременно чередуются с ионами Mg вдоль направления тройной оси.

Встречается доломит в виде кристаллов ромбоэдрической формы, чаще же он образует кристиллически-зернистые агрегаты, похожие на мрамор, а также сплошные или пористые массы.

Физические свойства – цвет белый, часто с желтым, зеленоватым или бурым оттенком; блеск перламутровый; с соляной кислотой без нагревания реагирует слабо; спайность совершенная; твердость 3,5-4; удельный вес 2,8-2,9.

Диагностические признаки – кристаллы диагностируются по ромбоэдрической спайности и изогнутым граням; в основном доломит определяется химическим путем.

Происхождение: а) гидротермальное – в жилах вместе с кальцитом, магнезитом, сульфидами и другими рудными минералами; б) метасоматическое – в результате действия на известняки растворов сернокислого или хлористого магния, например:

$$2CaCO_3 + MgSO_4 \rightarrow \underset{\text{доломит}}{CaMg[CO_3]_2} + CaSO_4$$

в) осадочное – значительные массы доломита образуются вместе с осадочными толщами известняков и слагают в них отдельные прослои или мощные пласты. Доломит осаждается также в остаточных соленосных бассейнах вместе с гипсом и ангидритом.

Месторождения: в России – находятся вдоль западного и восточного склонов Урала, Подмосковье, в Донбассе (Украина).

Практическое значение – применяется в качестве строительного материала; в металлургической промышленности как флюс и огнеупор; в химической промышленности, а аткже для изготовления вяжущих веществ и термоизоляционных материалов.

Группа моноклинных карбонатов – сложные.

МАЛАХИТ – $Cu_2[CO_3](OH)_2$ (от греческого слова «маляхе» - мальва, очевидно, в связи со сходством цвета минерала с зеленым цветом растения).

Химический состав: CuO – 71,9%, CO_2 – 19,9%, H_2O – 8,2%; примеси Zn (до 12%), Fe, Ca.

Сингония моноклинная.

Структура островная. Атомы меди находятся в искаженной четверной координации. Они окружены двумя ионами OH и двумя ионами O.

Малахит встречается, главным образом, в виде натечных форм, почек, имеющих радиально-лучистое или волокнистое строение. Крупные почки имеют концентрически зональное строение. Характерны также землистые массы и налеты (медная зелень). Очень редко образующиеся кристаллы имеют призматический облик.

Физические свойства – цвет зеленый, светло-зеленый; блеск стеклянный до алмазного, иногда щелковитсый; кристаллы имеют совершенную спайность в одном направлении; бурно вскипает в соляной кислоте; твердость 3,5 – 4; удельный вес 4.

Диагностические признаки – характерный зеленый цвет, легко растворяется в соляной кислоте, ассоциируется с азуритом.

Происхождение – малахит образуется в зоне окисления медных, большей частью сульфидных руд. В результате окисления минералов, содержащих медь, возникает сульфат меди ($CuSO_4$). Если медные месторождения залегают в известняках или руды содержат карбонаты, то происходит замещение карбонатов малахитом. Возможно возникновение малахита и путем взаимодействия сульфата меди с растворами, насыщенными углекислотой. Малахит часто образует псевдоморфозы по самородной меди, куприту, а также азуриту, который является самым характерным спутником малахита. Реакция образования малахита может быть представлена следующим образом:

$$2CuSO_4 + 2CaCO_3 + H_2O = Cu_2[CO_3](OH)_2 + 2CaSO_4 + CO_2$$

Малахит

Месторождения: в СНГ мировую известность получили Меднорудянское и Гумишевское (Урал) месторождения (малахитом из этих месторождений облицован малахитовый зал в Эрмитаже и колонны Исаакиевского собора в Ленинграде); Шесси (Франция), Теумеб (Юго-Западная Африка), Копер-Куин (США).

Практическое значение – ценный поделочный камень; вместе с другими и медными минералами является рудной на медь.

АЗУРИТ – $Cu_3[CO_3]_2(OH)_2$ (от персидского слова «лазавард» - голубой).

Химический состав: CuO – 69,2%, CO – 25,6%, H_2O – 5,2%.

Сингония моноклинная.

Структура островная; отличается от структуры малахита тем, что часть атомов меди находится в четверной координации; эти атомы связаны с двумя ионами OH и двумя ионами O; другая же часть имеет координационное число 5 и атомы меди окружены двумя ионами OH и тремя ионами O.

Азурит обычно представлен хорошо образованными, хотя и мелкими кристаллами. Они имеют таблитчатый и призматический облик, иногда подобны ромбоэдру. Встречаются землистые разности (медная синь) и налеты.

Физические свойства – цвет темно-синий, реже голубой; черта синяя, светлее, чем окраска минерала; блеск стеклянный, почти алмазный; спайность совершенная в одном направлении; легко вскипает в соляной кислоте; твердость 3,5-4; удельный вес 3,7-3,9.

Диагностические признаки – характерный синий цвет, растворяется в соляной кислоте, ассоциируется с малахитом.

Происхождение встречается в зонах окисления медных сульфидных месторождений и отлагается после образования малахита. Поскольку азурит менее устойчив, он иногда замещается малахитом.

Месторождения: в СНГ известен в небольших количествах в Золотушинском и других рудниках на Алтае

Практическое значение – используется в качестве синей краски, с другими медными минералами идет в плавку для получения меди.

Рекомендуемые контрольные вопросы
к теме «карбонаты»

1. Какие физические свойства характерны для карбонатов?
2. Охарактеризуйте кальцит и доломит.
3. Каковы спайность и формы кристаллов кальцита?
4. Что такое исландский шпат? Его свойства и применение.
5. Как реагируют с соляной кислотой кальцит, доломит магнетит, малахит?
6. Как отличить кальцит от арагонита?
7. Каково образование магнезита? С какими минералами он встречается?
8. Какие вы знаете карбонаты меди? Их характеристика.

ФОСФАТЫ

План

1. Общая характеристика классов фосфаты.

2. Описательная характеристика минералов данного класса.

Фосфаты, арсенаты и фанадаты представляют собой соли фосфорной, мышьяковой и ванадиевой кислот. Кристаллическая структура этих минералов соотвественно характеризуется присутствием трехвалентных анионных комплексов $[PO_4]^{3-}$, $[AsO_4]^{3-}$ и $[VO_4]^{3-}$. Сюда относится много минеральных видов. Преимущественно это редкие экзогенные минералы, магматическое происхождение имеют монацит и апатит.

Безводные фосфаты

Апатит $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$. Название происходит от греческого слова «апатао» - обманываю, так как этот минерал долгое время принимался за другие.

Химический состав апатитов сложный. По существу это группа минералов, состав которых благодаря изоморфным замещениям непостоянен. В общем виде формула минералов этой группы может быть записана так: $A_5[PO_4]_3Z$, где A – Ca, Pb, а также TR^{3+}, Y^{3+}, Mn^{2+}, Sr^{2+}, Z – F^{1-}, Cl^{1-}, $(OH)^{1-}$, O^{2-}, $[CO_3]^{2-}$.

В связи с этим выделяют следующие разновидности апатитов:

1) фтороапатит $Ca_5[PO_4]_3F$ (преобладает в природе),

2) хлорапатит $Ca_5[PO_4]_3Cl$,

3) гидроксилапатит $Ca_5[PO_4]_3(OH)$,

4) оксиапатит $Ca_{10}[PO_4]_6O$.

Изоморфные замещения в апатитах могут быть как изовалентные, так и гетеровалентные (т.е.могут замещаться ионы разных валентностей). При этом, если Ca^{2+} замещается TR^{3+}, то с целью компенсации зарядов в анионной части F^{1-} замещается O^{2-}.

Сингония апатита гексагональная. Кристаллы обычно представляют собой комбинации гексагональной призмы и дипирамиды (рис. 44). Размер их от очень мелких, видимых только под микроскопом, до гигантских массой в 50кг. Также характерны сплошные зернистые сахаровидные массы.

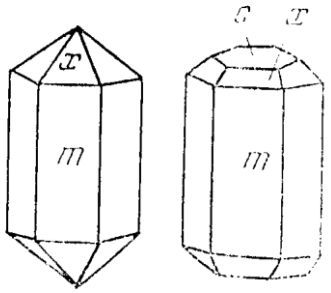


Рис. 44. Кристаллы апатита: *c*(0001), *m*(1010)б, *x*(1011)

Цвет желто-зеленый, белый, голубой, иногда бесцветен. Черта светлая. Блеск стеклянный. Спайность несовершенная. Излом неровный. Хрупок. Твердость 5.

Плотность 3,2.

Происхождение. Магматическое – встречается в кислых изверженных породах как акцессорный минерал, в щелочных породах – совместно с нефелином является одним из главных породообразующих минералов (в нефелиновых сиенитах). Это важнейший промышленный тип месторождений апатита, последний представлен здесь светлыми, желто-зелеными мелкозернистыми массами.

Встречается в пегматитовых жилах с мусковитом. Типичен для некоторых контактово-метасоматических месторождений, откуда происходят хорошо ограненные крупные кристаллы голубого иои голубовато-зеленого цвета. Ассоциируется с диопсидом, флогопитом, кальцитом, скаполитом, а также образует зернистые диописд-апатитовые породы.

Месторождения. Крупнейшим в мире месторождением апатита является Хибинское. Апатитовые руды генетически связаны с комплексом щелочных пород Хибинского массива нефелиновых сиенитов. В последние годы там выявлено новое крупное Партомчоррское месторождение. В.Бурятии, около Улан-Удэ известно Ошурковское месторождение. В Прибайкалье апатит встречается в крупных кристаллах в контактово-метасоматическом месторождении Слюдянка.

Применение. Источник фосфора; основные сырье для получения различных фосфорных удобрений.

Фосфориты представляют собой осадочные образования, состоящие из фосфата кальция. По составу аналогичны апатиту (состоят из тонкодисперсного апатита). Встречаются в конкрециях, желваках и в виде землистых масс серого или бурого цвета.

Происхождение. Биогенное – в результате жизнедеятельности организмов. Образуют пласты различной мощности среди глинистых пород, известняков и песчаников. Нередки псевдоморфозы фосфоритов по ископаемым остаткам (раковинам и костям животных).

Месторождения. В Южном Казахстане (Каратау), в Актюбинской области (Чилисайское). В России: в Московской (Егорьевское), Кировской и Брянской областях, на Украине. За границей: в Алжире, Тунисе и Марокко.

Применение. Аналогичное апатиту.

Урановые слюдки. В эту группу входит около 20 различных водных фосфатов, арсенатов и ванадатов урана. Они относятся главным образом к тетрагональной и ромбической сингониям. Со слюдами их сближает листоватая форма кристаллов и совершенная спайность в одном направлении.

Урановые слюдки обычно образуют тонколистоватые и порошковатые скопления и налеты. Сильно радиоактивны. Цвет яркий, преимущественно желтый и зеленый. Блеск перламутровый. Твердость от 1 до 2,5. Плотность примерно 3-4,5.

Происхождение экзогенное – это минералы зоны окисления урановых месторождений. Ассоциируются с уранинитом и другими минералами урана, ванадия, с карбонатами и баритом.

Важнейшие урановые слюдки следующие:

1) торбернит $Cu(UO_2)_2[PO_4]_2 12H_2O$ – медная урановая слюдка. Образует мелкие тонкие листочки тетрагонального вида. Цвет изумрудно-зеленый;
2) отунит $Cu(UO_2)_2[PO_4]_2 8H_2O$. Наблюдается в виде тонкочешуйчатых или порошковатых налетов желтого цвета;
3) к а р н о т и т $K_2(UO_2)_2[VO_4]_2 3H_2O$. Образует порошковатые массы и налеты ярко-желтого цвета;
4) т ю я м у н и т $Ca(UO_2)_2[VO_4]_2 8H_2O$. Тонкочешуйчатые землистые массы зеленовато-желтого цвета.

Макроскопически три последних минерала почти неотличимы.

Распространены урановые слюдки во многих месторождениях СНГ и за его пределами. Являются хорошим поисковым признаков на уран. При значительных скоплениях могут служить рудой на уран, радий и ванадий.

Рекомендуемые контрольные вопросы
к теме «Фосфаты»

1. Дайте характеристику апатиту.
2. Чем отличается апатит от фосфоритов?
3. Каково происхождение апатита? Его месторождения и значение.
4. Привести примеры месторождений фосфатов в Казахстане и СНГ.

СУЛЬФАТЫ

План

1. Общая характеристика классов сульфаты.

2. Описательная характеристика минералов данного класса.

Класс сульфатов включает соединения различных катионов с комплексным анионом $[SO_4]^{2-}$. Химически сульфаты представляют собой соли серной кислоты. В отличие от сульфидов, в которых сера находится в виде отрицательного иона S^{2-}, в сульфатах она является шестивалентной – S^{6+} и входит в комплексный анион $[SO_4]^{2-}$. В составе этого комплекса ион серы тетраэдрически окружен ионами кислорода. В свою очередь анионы $[SO_4]^{2-}$ соединяются с катионами Na, K, Al, Fe^{3+}, Mg, Ca, Ba; некоторые минералы содержат добавочные анионы $[OH]^{1-}$, $[Cl]^{1-}$, $[CO_3]^{2-}$ или молекулы воды.

Структуры минералов этого класса принадлежат к островному, цепочечному и слоистому типам. Наиболее широко распространены минералы островной структуры – без добавочных анионов (ангидрит, барит, целестин), с добавочными анионами (алунит, ярозит) и слоистые (гипс). Большинство сульфатов кристаллизуется в низших сингониях – моноклинной и ромбической. Сульфаты характеризуются определенными физическими свойствами – небольшой твердостью (не более 3,5), преимущественно светлой окраской, низкими показателями светопреломления, хорошей растворимостью (в особенности сульфаты, содержащие молекулы воды).

Большинство сульфатов возникает путем осаждения в различных водоемах (яаще всего морских) в условиях повышенной концентрации кислорода, при сравнительно невысокой температуре и низком давлении. Гораздо реже минералы этого класса образуются гидротермальным путем, главным образом, это относится к безводным сульфатам.

По происхождению их можно разбить на три группы:

а) сульфаты, возникающие в морских засоленных лагунах или озерах, - ангидрит , гипс, тенардит, мирабилит и др;

б) сульфаты, образующиеся в зоне окисления сульфидных месторождений – ангидрит, ярозит, гипс;

в) сульфаты гидротермального происхождения – барит, целестин, гипс, алунит.

Минералы класса сульфатов применяются в различных отраслях промышленности: в химической для производства серных соединений (алунит), солей бария (барит); в металлургической для получения металлов Sr, Al (целестин, алунит); в строительном деле (гипс) и др.

БАРИТ – $Ba[SO_4]$ (от греческого слова «барос» - тяжесть; имеется в виду большой удельный вес этого минерала), синоним – тяделый шпат.

Химический состав: BaO – 65,7%, SO_3 – 34,3%; примеси Sr, Ca, Pb и Ra. Разновидности с большим содержанием Sr называются баритоцелестином, с примесью Pb и Ra – хокутолитом.

Сингония ромбическая.

Структура островная. Каждый ион бария окружен двенадцатью ионами кислорода, принадлежащими к семи различным группам $[SO_4]^{2-}$. Ионы серы окружены четырьмя ионами кислорода, образующими несколько искаженный тетраэдр. Барит встречается в виде кристаллов таблитчатого или пластинчатого облика, реже столбчатых кристаллов; характерны также сплошные, землистые массы, конкреции и иногда друзы.

Физические свойства – бывает бесцветный, прозрачный, но обычно за счет механических примесей, включений газов и жидкостей окрашен в молочно-белый, серый, зеленый и черный цвета; блеск стеклянный, на некоторых плоскостях спайности перламутровый; хрупок; спайность совершенная в одном направлении; твердость 3 – 3,5; удельный вес 4,3 – 4,5.

Диагностические признаки – большой удельный вес, спайность в одном направлении.

Происхождение гидротермальное: в сульфидных жилах с галенитом, сфалеритом, пиритом; в полевошпатовых, существенно баритовых, барит-кальцитовых, барит-сидеритовых и барит-флюоритовых жилах. Реже возникает в зоне выветривания, иногда в виде конкреций встречается в морских осадках.

Месторождения барита многочисленны, главнейшие из них – в бассейне р. Риони (Грузия), в Каракалинском районе (Туркмения), попутно добывается из полиметаллических месторождений Алтая; Дербиширское (Англия), Меггон (Германия), в штатах Вашингтон, Миссури (США).

Промышленное значение - барит используется для получения различных солей и препаратов бария, применяемых в кожевенном, сахарном производстве, при изготовлении фотобумаги, керамических эмалей. Высокий удельный вес барита обусловливает применение его в качестве утяжелителя глинистых растворов, используемых при бурении скважин; в качестве утяжелителя в специальных сортах бумаги, резины, пластических масс. Барий используется для приготовления белил, светлых красок. Способность барита поглощать рентгеновские лучи обусловливает его применение в специальных стройматериалах, медицине – при рентгеновской диагностике внутренних заболеваний.

АНГИДРИТ – $Ca[SO_4]$ («ангидрит» в переводе с греческого – безводный, происходит от слов «ан» - без, и «гидор» - вода и указывает на отсутствие в этом минеральные воды в противоположность гипсу, близкому к нему по химическому составу).

Химический состав: CaЩ – 41,2%, SO_3 – 58,8%; примеси Cu, Ba, CO_2, Fe_2O_3.

Сингония ромбическая.

Структура основная. Ионы S^{6+} располагаются в центрах правильных тетраэдров кислорода. Ионы кальция находятся на линиях пересечения двух систем зеркальных плоскостей и окружены восемью ионами кислорода. В двух направлениях иона Ca и SO_4 находятся примерно на равных расстояниях, в третьем они располагаются на меньшем интервале, что обусловливает совершенную спайность по двум и среднюю в третьем направлении.

Кристаллы ангидрита очень редки, большей частью он встречается в виде сплошных мелкозернистых масс, напоминающих мрамор.

Физические свойства – цвет белый, часто с голубым, серым или красноватым оттенком; спайность по трем взаимно перпендикулярным направлениям; блеск на разных плоскостях неодинаков – жирный, стеклянный, перламутровый; твердость – 3-3,5; удельный вес 2,8-3,0.

Диагностические признаки – малый удельный вес; невысокая твердость; от сходного с ним кальцита отличается тем, что не вскипает в соляной кислоте; от гипса – по твердости, не царапается ногтем.

Происхождение – ангидрит образуется преимущественно в экзогенных условиях при высыхании водных бассейнов и является составной частью соленосных осадков. Спутники ангидрита - галит, гипс. Часто ангидрит возникает в результате изменения известняков и доломитов под действием вод, содержащих серную кислоту. Возможно образование ангидрита в результате обезвоживания толщ гипса при условии попадания гипсоносных отложений в области высокого давления. Имеет место и обратный переход ангидрита в гипс в приповерхностных зонах за счет обводнения отложений ангидрита. Оба минерала – ангидрит и гипс, обычно встречаются вместе.

Месторождения: в Артемовское (Украина), в Архангельской и Вологодской областях (Россия); Страссфуртское (Германия), в провинции Пенджаб (Индия).

Практическое значение – применяется, главным образом, для производства цемента.

Водные сульфаты

ГИПС – $Ca[SO_4]2H_2O$ (от греческого слова «гипсос», означавшего название самого минерала или продукта его обжига).

Химический состав: CaO – 32,5%, SO_3 – 46,6%, H_2O – 20,9%; иногда присутствуют механические примеси битумов, сульфидов.

Сингония моноклинная.

Структура слоистая. Два слоя анионов $[SO_4]$ связаны ионами Са так, что образуют двойные слои. Молекулы воды занимают места в промежутках между двойными слоями. Слабые связи молекул воды, принадлежащих к разным двойным слоям, и обусловливают появление весьма совершенной спайности минерала в одном направлении. Каждый ион кальция окружен шестью кислородными ионами, принадлежащими к группам SO_4, и двумя молекулами воды. В совю очередь, молекула воды связывает ион кальция с одним ионом кислорода в том же двойном слое и с другим ионом кислорода – в соседнем слое. В одних направлениях ионы Са и О расположены на большем расстоянии (эти направления соответствуют совершенной спайности), в других связаны более тесно (направления с менее совершенной спайностью).

Гипс встречается в виде толсто- и тонкотаблитчатых кристаллов, часто образует двойники, некоторые из них напоминают ласточкин хвост. Характерны также плотные тонкозернистые агрегаты. Некоторые кристаллические формы гипса и агрегаты носят собственные названия, например, пластинчатый гипс - тонкие прозрачные кристаллы напоминающие слюду; гипсовые розы – розетковидные сростки кристаллов; селенит – волокнистые разности, алебастр – плотные землистые массы.

Физические свойства – цвет белый, за счет - серый, медово-желтый, розовый; часто минерал совершенно прозрачен; блеск стеклянный, перламутровый; спайность весьма совершенная; кристаллы часто легко расщепляются на тонкие листочки; твердость 2; удельный вес 2,3.

Диагностические признаки - весьма совершенная спайность, небольшая твердость – чертится ногтем.

Происхождение – гипс, как и ангидрит, образуется, главным образом, в усыхающих озерах, морских бассейнах и лагунах.

Значительные массы его возникают при гидратации толщ ангидрита, попадающих в зону действия поверхностных вод, по следующей схеме:

$$Ca[SO_4] + 2H_2O \rightarrow Ca[SO_4]2H_2O$$

Гипс образуется в известняках и мергелях под действием на них поверхностных вод, содержащих серную кислоту, а также в зоне окисления сульфидных руд. Реже он встречается в гидротермальных жилах.

Промышленно ценными являются осадочные месторождения гипса.

Месторождения: в России весьма многочисленны – в Башкирии и Татарии, в Архангельской, Вологодской, Горьковской, Артемовской областях, в Дагестане, Туркмении, Узбекистане и др.

Практическое значение – гипс, как и ангидрит, широко применяется для приготовления различных цементов. В химической промышленности используется в производстве сульфата аммония (азотное удобрение) и серной кислоты. Кроме того, гипс применяется в сельском хозяйстве для гипсования почв, в бумажном производстве.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Сульфаты»

1. Каковы главные отличительные свойства барита? Его применение.
2. Охарактеризуйте ангидрит и гипс.
3. Какое применение имеет гипс?

Раздел II. ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ.

Тема 2.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД, КЛАССИФИКАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД.

План.

1. *Понятие петрографии, петрологии, литологии.*
2. *Понятие горной породы, и классификация их по происхождению.*
3. *Задачи и значение петрографии.*
4. *Методы изучения гонных пород.*
5. *Химический и минеральный состав горных пород.*
6. *Основные характеристики горных пород: структура, тектура.*

Петрография — наука, изучающая горные породы, т. е. «естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения, сформировавшиеся в результате геологических процессов и залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел» (Геологический словарь, т. II. М., Недра, 1973, с. 121).

«Петрография» — термин, составленный из древнегреческих слов, буквально он означает «описание камня». Действительно, на первых порах своего развития во второй половине XIX в., когда в практику исследований вошел поляризационный микроскоп, главной задачей петрографии было описание и систематизация горных пород. С течением времени, однако, круг задач петрографических исследований значительно расширился. В наши дни петрография включает не только исследование вещественного (минерального и химического) состава горных пород, особенностей их строения (структуры) и сложения (текстуры), но и, будучи одной из геологических дисциплин, изучение геологических особенностей горных пород – формы и размеров слагаемых ими тел, условий их залегания, роли в строении земной коры, явлений на контактах между телами различных горных пород. Все полученные сведения помогают установить способ образования данной горной породы.

В задачи петрографии входит также разработка наиболее рациональной классификации горных пород, основанной на их вещественном составе и геологических особенностях залегания.

Одна из важных задач петрографии – изучение взаимосвязи между горными породами и полезными ископаемыми: в одних случаях горные породы представляют собой среду, вмещающую полезные ископаемые, в других – полезными ископаемыми являются сами горные породы и, наконец, бывает, что горные породы и полезные ископаемые наиболее тесно связаны между собой, так как они образовались в ходе единого геологического процесса. Из сказанного следует, что петрографические исследования имеют как научное, так и практическое значение. Практическое значение заключается, прежде всего в том, что на всех этапах поисково-разведочного цикла, от мелкомасштабных геологических съемок до детальной разведки, ведутся петрографические исследования, обеспечивающие точную диагностику горных пород, получение данных об условиях их образования и возможных связях с процессами формирования полезных ископаемых. Вторая область применения петрографии в поисково-разведочной практике—исследование тех горных пород, которые подверглись изменениям при образовании в них тел полезных ископаемых. Такие околорудные изменения, будучи детально изучены, служат хорошим признаком при дальнейших поисках полезного ископаемого того же типа. Наконец,

третья область практического применения петрографии – использование петрографических критериев при поисках полезных ископаемых. В основе этих критериев лежат эмпирически установленные и многократно проверенные закономерные ассоциации определенных типов горных пород с определенными типами полезных ископаемых.

Горные породы по происхождению и геологическим особенностям разделяются на три группы: 1) магматические, или изверженные, 2) осадочные и 3) метаморфические.

В геологической литературе глубинные магматические породы и породы метаморфические иногда объединяются под общим названием «кристаллические» благодаря одной общей для них особенности строения: в отличие от большинства осадочных пород они представляют собой агрегат кристаллов, сросшихся в сплошную массу в процессе своего роста изучением осадочных горных пород занимается литология (лит – камень, лог – учение)

Говоря о методах петрографических исследований, следует подчеркнуть, что любая горная порода представляет собой геолого-исторический документ. При достаточно детальном его изучении мы получаем информацию об истории и условиях формирования породы, а при исследовании в конкретном районе – и информацию о геологической истории данного участка земной коры.

Существует широкий диапазон методов, применяемых при изучении горных пород. Основным является геологический метод, заключающийся в том, что горные породы и их взаимоотношения изучаются в естественных обнажениях, горных выработках или кернах буровых скважин и результаты наблюдений документируются в виде отобранных образцов, а также геологических карт, схем, разрезов, зарисовок и фотографий. Далее следует обширная группа лабораторных методов исследования вещества горных пород, т. е. их минерального и химического состава и их микроструктуры. В последнее время в петрографии используют методы определения физических свойств горных пород – плотности, пористости, магнитных и иных свойств.

За десятилетия петрографических исследований накопился очень большой фактический материал по вещественному составу и условиям залегания практически всех горных пород, встречаемых в составе земной коры. Одновременно значительного развития достигла техника экспериментального воссоздания условий формирования магматических и метаморфических пород. Вследствие этого как самостоятельная научная дисциплина из петрографии выделилась петрология, задачей которой является выяснение закономерностей образования магматических и метаморфических пород, или, иначе говоря, петрогенезиса. Не имея резкого разграничения с петрографией, петрология использует все перечисленные выше методы, но особое значение в развитии этой науки приобрели эксперименты, при которых в обстановке высоких температур и давлений моделируются процессы формирования магматических и метаморфических пород, а результаты наблюдений анализируются на основе законов физической химии и с широким применением математического аппарата.

Согласно представлениям некоторых зарубежных ученых термин «петрология» охватывает все разделы учения о горных породах, в том числе и его описательную часть.

Как видно из изложенного, петрография, петрология, литология в большой мере базируются на таких фундаментальных науках, как физика и химия. Все в большей мере они используют математику, прежде всего математическую статистику как средство обработки цифровых данных о минеральном и химическом составе горных пород.

Тесно связана петрография и с науками геологического цикла. При описании горных пород она опирается на данные кристаллографии и минералогии, при выяснении истории и условий их формирования — широко использует данные стратиграфии и тектоники, при изучении особенностей пород, скрытых на больших глубинах, - применяет геофизические данные.

Из сказанного следует, что петрографическое изучение' не может проводиться оторвано от других геологических исследований, а поэтому им должен заниматься тот же геолог, который проводит геологические исследования района или месторождения. Иными словами, использование петрографических методов является для геологоразведчика составной частью его повседневной практики.

Горные породы как полезные ископаемые

Горные породы прочно вошли в практическую деятельность человека с глубокой древности — с момента, когда он научился обтесывать камень для примитивного орудия или для постройки жилища. На протяжении веков человек открывал все новые и новые ценные свойства природного камня. Прежде всего, это коснулось самых распространенных типов горных пород — глины, песка и податливых на обработку известняка и туфа, которые постепенно стали основой строительства.

Новые строительные материалы, используемые ныне, - стекло, цемент, бетон, строительная керамика — это также переработанные горные породы: кварцевые пески, кварциты, пегматиты, глины, известняки, мергель, гравий и т. д. Украшением фасадов зданий и их внутренних помещений служит облицовка из полированного гранита, габбро, лабрадорита, мрамора, кварцита.

Такие горные породы, как нефть, уголь, торф, горючие сланцы, представляют собой основу топливно-энергетических ресурсов человечества. Горными породами являются и некоторые руды черной и цветной металлургии (железистые кварциты, медистые песчаники, бокситы и др.). В металлургии широко применяются известняки и доломиты, огнеупорные глины, магнезиты, форстеритовые породы и кварциты. Химическая и пищевая промышленность используют каменную соль, диатомит, трепел и опоку. Различные отрасли обрабатывающей и легкой промышленности являются постоянными потребителями кремнистых горных пород, пемзы, некоторых видов глин, известняков и т. д. Фосфориты, глауконитовые породы, калийные соли представляют собой наиболее важные агрономические руды.

Описание горных пород.

Круг рассматриваемых пород ограничен теми из них, определение которых не требует применения оптических методов и может быть осуществлено при внимательном наблюдении визуально. Для удобства описание пород выполнено по единому плану:

Название породы (происхождение названия, если термин имеет нерусский корень, синонимы).

Характерные признаки (структура, текстура, минеральный состав, физические свойства). Разновидности.

Условия образования и нахождения (залегание, происхождение. изменение, распространение).

Диагностика.

Практическое значение.

Химический состав горных пород.

Почти все химические элементы в горных породах связаны с кислородом, поэтому химический состав пород приводится в форме окислов. Важнейшими окислами, всегда определяемыми в силикатных породах, являются SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5, H_2O. К этому перечню добавляются еще, особенно в экзогенных породах, двуокись углерода (CO_2), и трехокись серы (SO_3), в рудах и оруденелых породах – прежде всего сера, связанная с сульфидами. При определении содержания воды проводится различные между влагой, находящейся на поверхности породы в слабо связанном состоянии и улетучивающейся при 105^0C, и водой, прочно связанной в кристаллических структурах минералов, которая может быть выделена лишь при более высоких температурах. В особых случаях определяются также окислы, присутствующие в малых количествах (менее 0,5%).

Химический состав определяется в первую очередь для того, чтобы иметь возможность сравнивать между собой различные породы и отводить им соответствующее место в химической систематике горных пород. Однако для выполнения этой задачи анализ пород, представленных в обычной форме (перечисление всех определенных анализом окислов), является слишком ненаглядным. Поэтому аналитические данные по отдельным окислам объединяются в групповые компоненты, которые допускают наглядное изображение и в таком виде легко сопоставляются с другими анализами горных пород.

Минеральный состав горных пород

После определения количественного минерального состава большого числа образцов горных пород производится систематизация полученных данных. Сначала рассматривается процентное содержание каждого минерального вида в отдельных образцах. Эта величина носит название интенсивности. Соответственно, минеральный вид, часто встречающийся в данном образце породы, обладает большой, а присутствующий в незначительных количествах – малой интенсивностью. При сравнении частоты встречаемости минеральных видов во всех образцах получаем характер распространенности, или экстенсивность. Минеральный вид, встречающийся во всех пробах, имеет соответственно большую экстенсивность, а вид, появляющийся лишь в немногих или только в одном образце, - малую. По интенсивности и экстенсивности породообразующие минералы подразделяются на три группы:

1. *Главные компоненты* - минералы с большой экстенсивностью и интенсивностью, т.е. встречающиеся во многих образцах при высоком процентном содержании в породе. Эти минералы являются типичными для группы пород, и их комбинация предопределяется названием последней. Так, например, мы знаем, что во всех породах группы гранита слюды, кварц, калиевый полевой шпат и (или) богатый натрием плагиоклаз присутствуют в качестве главных компонентов.

2. *Второстепенные компоненты* имеют малую интенсивность, но большую экстенсивность. Они встречаются в незначительных количествах почти во всех породах. Их называют также акцессорными. К этим минералам относятся апатит, циркон, магнетит, пирит и др.

3. *Избыточные компоненты* характеризуются большой интенсивностью, но малой экстенсивностью. Они появляются, следовательно, вбольших количествах, но в каждом отдельном случае связаны с определенными участками горных пород, т.е. эти минералы типичны для отдельных месторождений. Поэтому они предпосылаются названию группы пород, с тем чтобы обозначить определенный ее вид. Например,

турмалиновый гранит содержит в больших количествах как избыточную составную часть минерал турмалин.

Из описания породы мы узнаем, таким образом, видовой состав и количественные соотношения содержащихся в ней минералов. Так, например, роговообманково-биотитовый гранит состоит из большого количества кварца и полевого шпата (поскольку эти минералы являются главными компонентами гранитов), из роговой обманки и биотита также в значительных количествах (поскольку название породы свидетельствует о том, что роговая обманка и биотит являются избыточными компонентами) и из малых количеств апатита, циркона, магнетита, пирита и др., встречающихся во всех изверженных породах в качестве второстепенных компонентов.

Физические особенности строения горных пород

Все горные породы характеризуются определенными особенностями строения и физическими свойствами, которые отражают условия образования и изменения пород и наряду с составом играют важную роль в диагностике.

Ц в е т для определения горных пород не столь важен, как для определения минералов. Более существенным признаком, чем оттенок цвета, для пород служит интенсивность их окраски, т.е. тот факт, является ли данная порода темной (меланократовой), светлой (лейкократовой) или промежуточной (мезократовой). Необходимо указывать количественное соотношение темноцветных (биотит, роговая обманка, пироксены, оливин и др.) и светлых (полевые шпаты, кварц, нефелин и др.) породообразующих минералов, что особенно важно для характеристики изверженных пород.

Б л е с к как диагностический признак характерен лишь для некоторых горных пород, преимущественно аморфных (стекловидных) или сланцеватых (богатых чешуйчатыми либо волокнистыми минералами). Но в этих сравнительно немногочисленных случаях такой характерный блеск, как смолистый, стеклянный, жирный, шелковистый, перламутровый, металловидный, алмазный, приобретает часто очень важное диагностическое значение.

С т р у к т у р о й горной породы (от лат.structura – строение, расположение) называется совокупность ее признаков, определяемых формой, размерами и взаимным расположением отдельных компонентов породы – минеральных зерен, участков стекла, обломков пород, фрагментов растительных тканей и т.п. В понятие структуры входят: степень кристалличности породы, размеры кристаллических зерен, их форма, способ сочетания друг с другом, характер их поверхности.

Т е к с т у р о й горной породы (от лат. textura – ткань, сплетение) называется совокупность признаков, определяющих внешний облик породы, обусловленных особенностями расположения и соотношений между собой целых минеральных агрегатов. Таким образом, для определния структуры имеет значение характеристика отдельных зерен, а для определения текстуры – минеральных агрегатов, слагающих отдельные участки породы.

Схема классификации горных пород.

В основу современной петрографической классификации положен генетический принцип; он дополняется классификационными признаками, относящимися к химическому и минеральному составу горных пород, их структурно-текстурной характеристике и физическим свойствам.

Как известно из геологии, первичными горными породами являются породы магматические, остальные две группы пород образовались из первичных путем их

последующих разнообразных изменений, за исключением органогенных пород, связанных с живым веществом.

В земной коре магматические породы играют преобладающую роль.

Литологический состав земной коры (до глубины 16 км) выражается следующими данными (%):

Магматические горные породы ……..95
Глинистые сланцы (и глины)……4
Песчаники (и пески)……..0,75
Известняки……..0,25

Как видно из таблицы, на все осадочные и метаморфические породы находится только 5%, причем среди них наиболее распространенными являются цементированные (уплотненные) осадки – глинистые сланцы и песчаники, составляющие в сумме 4,75%. Все прочие осадочные породы (кроме известняков) имеют совершенно второстепенное значение.

По происхождению горные породы подразделяются на четыре группы магматические (изверженные), осадочные, вулканогенно-обломочные и метаморфические породы.

Методы изучения горных пород

Изучение г/п. сопровождается различными методами:

1. в полевых условиях;
2. лабораторные методы.

В полевых условиях г/п. изучаются визуально в обнажениях, в различных г/в. (канавы, шурфы, скважины), где изучались минеральный состав, текстура, структура, условия залегания, наличие трещиноватости, вторичные минералы, контактная зона и т.д. И отбирались пробы для более детального изучения в лабораторных условиях.

Лабораторные методы:

1. Изучение физико-механических свойств грунтов.
2. Гранулометрический анализ с целью изучения фракции осадочных пород.
3. Химический анализ грунтовых вод.
4. Метод тяжелых жидкостей, основывается на изучении г/п.
5. Палеонтологический метод основывается на изучении древних организмов с целью определения возраста г/п.
6. Стратиграфический метод основывается на изучении последовательного залегания г/п.
7. Спектральный анализ.
8. Спорово-пыльцевой анализ.
9. Радиологические методы.
10. Кристаллооптические методы.

Из специальных петрографических методов чрезвычайно широко используется кристаллооптический метод исследования, основанный на применении поляризованного света. Для этого служат поляризационные микроскопы, с помощью которых изучаются шлифы. Шлиф представляет собой пластинку горной породы толщиной около 0.03 мм, наклеенный на стекло. Метод кристаллооптического анализа давно вошел в практику петрографических исследований и дает точное представление о минеральном составе и структуре горных пород, взаимоотношениях минералов, их размере, количестве и порядке выделения:

- шлиховой;
- термический;
- рентгеноструктурный.

Рекомендуемые контрольные вопросы
к теме «Основные понятия и характеристика горных пород, классификация горных пород»

1. Дайте определение понятия «горная порода».
2. Как разделяются горные породы по своему происхождению?
3. Каковы задачи петрографии?
4. В чем заключаются полевые петрографические работы?
5. Какими лабораторными методами пользуются петрографии?
6. В чем заключается гранулометрический анализ?
7. Значение петрографии, цели и задачи.

Тема 2.2. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД.

План.

1. *Понятие дифференциации магматических пород, ее виды.*
2. *Вещественный состав магматических пород: химический и минеральный состав.*
3. *Виды классификации магматических горных пород:*
   а) по условия образования (по глубине застывания магмы);
   б) химическая классификация (классификация по содержанию кремнезема SiO_2).
4. *Структуры и текстуры магматических пород.*
5. *Форма залегания магматических пород.*
6. *Описательная характеристика магматических горных пород:*
   а) ультрамафиты, мафиты;
   б) среднего и кислого состава;
   в) щелочного состава и жильных пород.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД.

Дифференциация магматических горных пород.

Наблюдаемое крайнее разнообразие магматических пород (известно более 600 их различных видов и разновидностей) в настоящее время объясняется дифференциацией магмы. Под этим понятием подразумевается совокупность всех физических и химических процессов в отдельных частях магматического бассейна, в результате которых магма разделяется, возникают вторичные магмы разного состава (но родственные друг другу), из которых при извержении и застывании образуются различные горные породы.

Обычно дифференциация происходит на более или менее значительных глубинах земной коры. В образовании изверженных пород, а также и в концентрации полезных элементов - рудных месторождений – крупную роль играют содержащиеся в составе магмы газы и их летучие смеси.

Составляющие магму расплавы различных компонентов пребывают в равновесии только до тех пор, пока физико-химические условия ее существования

остаются неизменными. Нарушение данных условий вызывает дифференциацию этих сложных магматических растворов на более простые. В значительной мере этому может благоприятствовать ослабление давления, связанное, с выделением газов из магмы, изменением ее подвижности и распадением первоначального раствора на ряд других. Кроме того, газовые компоненты, образуя легкоподвижные, в ряде случаев летучие, смеси с некоторыми из силикатных компонентов, способствуют тем самым перемещению последних в зоны с пониженным давлением, что приводит к местным изменениям в составе магмы.

Сущность процессов дифференциации в настоящее время еще полностью не выяснена. Наибольшим признанием среди существующих гипотез пользуются три:

1. магматическая дифференциация;
2. кристаллизационная дифференциация,
3. ассимиляция.

Согласно теории магматической дифференциации**,** магма по мере остывания разделяется на две или несколько магм различного состава. Таким образом, еще в жидком состоянии отделяются расплавленные сульфиды и частично окислы, аналогично тому, как это происходит при плавке сульфидных руд. Этот процесс носит название ликвации. Процессам ликвации обязаны своим происхождением некоторые крупные месторождения пирротина и пентландита (сернистый никель).

Магматическая дифференциация происходит задолго до начала кристаллизации, на больших глубинах, при температурах, превышающих температуру затвердевания или начала кристаллизации магмы.

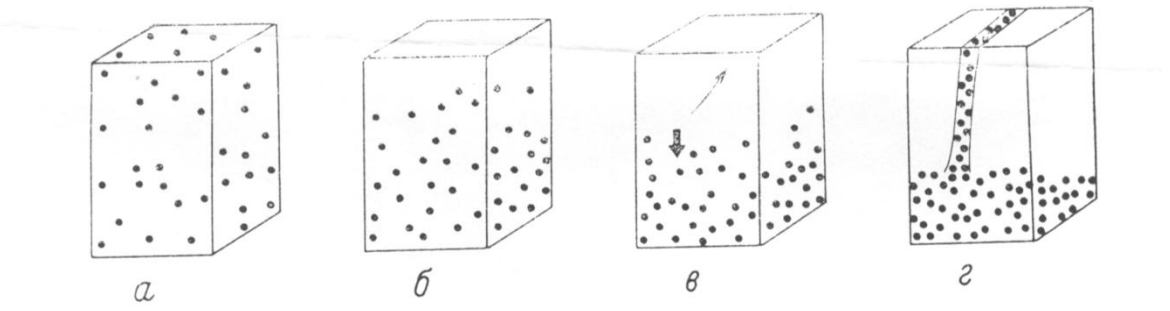


Рис.45. Схематическое изображение магматической дифференциации гранитного расплава (гранодиоритовый лампрофир)
а) гомогенный расплав; б) осаждение тяжелых минералов; в, г) разделение тяжелой и легкой минеральных фракций. Образование кранитной и основной (габброидной) частных магм (по Г.Мабусу).

Ликвация. В условиях очень высоких температур и давлений магматическое вещество однородно. Но при подъеме магмы и соответственном снижении температуры магма может разделяться на несмешивающиеся жидкости, подобно тому, как при плавке руд происходит разделение металлического расплава и шлака.

Явление несмешивания двух жидкостей ниже определенной температуры называется ликвацией. Так, например, путем ликвации происходит разделение силикатных и сульфидных расплавов. Отделяющийся от силикатной магмы сульфидный расплав накапливается на дне магматической камеры.

Исключительно важное значение для дифференциации магмы имеет **последовательность кристаллизации** минералов. Минералы, образующие изоморфные смеси, постепенно меняют свой состав в результате реакционного взаимодействия сравнительно тугоплавких кристаллов, которые выпадают в первую очередь при более высоких температурах, с остаточным расплавом.

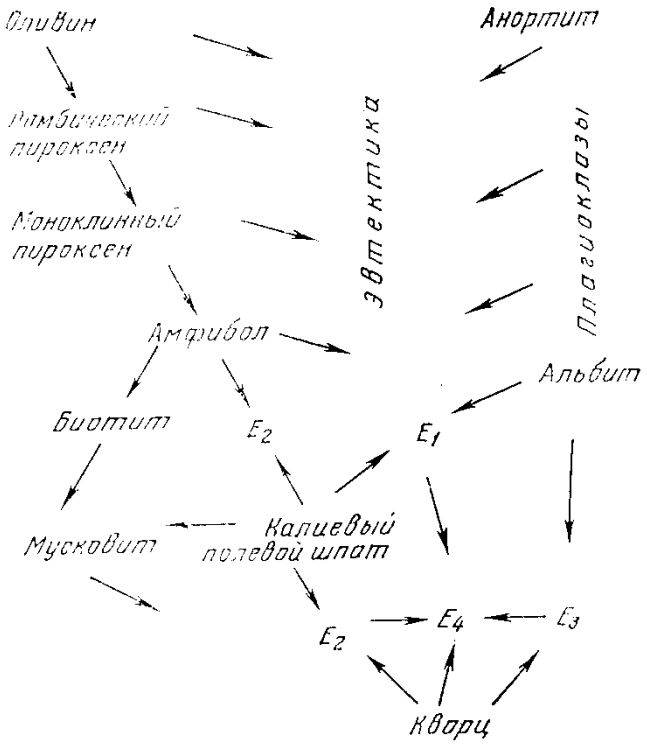


Рис. 46 А. схему последовательности кристаллизации магмы Н. Заварицкого

Интрузивные породы благодаря медленному остыванию магмы хорошо окристаллзованы. Изучая их в прозрачных шлифах под микроскопом, можно выяснить, какие минералы кристаллизовались в первую очередь, какие — позже. На основании таких наблюдений немецкий петрограф Г. Розенбуш наметил последовательность кристаллизации минералов. Американский петрограф Н. Боуэн, обобщив эти данные и результаты экспериментальных исследований, показал, что кристаллизация минералов из магмы происходит в последовательности двух реакционных рядов. Один ряд характеризует последовательную кристаллизацию железомагнезиальных силикатов от наиболее, раннего оливина до биотита:

оливин - ромбический пироксен — моноклинный пироксен — амфибол — биотит.

Другой ряд представляет последовательную кристаллизацию минералов изоморфной группы плагиоклазов от анортита (точка плавления 1550° С) до альбита (точка плавления 1100°С):

анортит - кальциево-натриевый плагиоклаз — натриево-кальциевый плагиоклаз — альбит.

В магматических породах одновременно встречаются представители обоих реакционных рядов. Их нахождение обусловлено эвтектической кристаллизацией. В этом случае при понижении температуры вначале происходит выпадение преобладающего в расплаве соединения, пока не будет достигнуто определенное соотношение соединений, при котором происходит общая кристаллизация. Такое соотношение находящихся в расплаве соединений, при котором происходит их одновременная кристаллизация, называется эвтектикой. Эвтектика расплавов разных минералов характеризуется не только определенными соотношениями этих минералов, но и постоянными температурами.

С учетом эвтектических явлений акад. А. Н. Заварицкий представил следующую схему последовательности кристаллизации магмы (рис.46).

Гравитационная дифференциация. Образующиеся в первую очередь тяжелые силикаты магния и железа (оливин, пироксены) тонут в остаточном расплаве и опускаются в нижнюю часть магматической камеры. Поэтому в нижних частях

некоторых интрузии обособляются породы, состоящие из оливина и пироксенов. В других случаях, когда в числе первых минералов кристаллизуются сравнительно легкие кальциевые плагиоклазы, они всплывают и образуют плагиоклазовые породы в верхних частях магматических массивов.

Опускающиеся вниз тяжелые минералы могут растворяться. В результате происходит своеобразное гравитационное расслоение магмы: в нижней части магматической камеры образуется более тяжелая, обогащенная магнием и железом, наверху - относительно легкая, богатая кремнием магма. Под действием тектонических сил тяжелая магма может быть выжата поверх, где она застынет в виде даек.

Вещественный состав магматических горных пород

Вещественный состав магматических пород определяется их валовым химическим составом и их минеральным составом. Оба эти качества находятся в определенной зависимости друг от друга, что позволяет по химическому составу приблизительно судить о минеральном составе породы, и наоборот, зная количественные соотношения минералов, получать представления о ее химическом составе.

Химический состав.

Магматические горные породы состоят в основном из девяти элементов: O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H, которые слагают все главнейшие породообразующие минералы и поэтому называются «петрогенными».

Результаты химических анализов даются в виде процентных содержаний весовых количеств окислов: SiO_2, AlO_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O, сумма которых составляет более 98% всех магматических пород. Около 1,7% распределяется между TiO_2, MnO, P_2O_5, CO_2, SO_2, Cl, F; оставшиеся 0,3% включают все остальные элементы таблицы Менделеева, в том числе редкие элементы, содержания которых в породах часто так малы, что могут быть установлены только с помощью специальных анализов.

Роль главных окислов в составе магматических пород характеризуется данными, приведенными в табл.3.

Как видим из таблицы, содержания главных окислов ограничены определенными интервалами, что и обусловливает более или менее постоянный состав каждого типа магматических пород.

Химический состав магматических горных пород

Окислы	Средние содержания для территории СССР, (по С. П. Соловьеву, 1970), вес %	Возможные содержания для обычных пород (по Ф. Кларку и Г. Вашингтону, 1924), вес. %
SiO_2	63,65	24—80
TiO_2	0,54	—
Al_2O_3	14,47	0—20
Fe_2O_3	2,18	0—13
FeO	3,19	0—15
MnO	0,07	—
MgO	3,70	0—30
CaO	4,28	0—17
Na_2O	3,51	0—14
K_2O	2,84	0—13
H_2O	1,47	0—0,3
P_2O_5	0,10	—
Сумма	100,00	

Таблица 3

Установлено, что для различных магматических пород характерны различные редкие элементы. Так, по данным А. П. Виноградова, для ультраосновных пород (перидотитов, дунитов) характерны Cr, Co, Ni; для основных пород (габбро, базальтов) Se, V, Cr, Co, Ni; для средних пород (диоритов, андезитов) B, F, V, Rb, Sr, Zr, Ba, Pb; для кислых пород (гранитов, гранодиоритов, риолитов) Li, Be, B, F, Rb, Zr, Ba, Ta, Tl, Pb, Th, U. Геохимическая роль редких элементов очень

велика, так как они часто свидетельствуют о металлогенической специализации магматических комплексов, что имеет важное поисковое значение.

Минералогический состав изверженных пород.

Минералогический состав горных пород определяется их химическим составом, особенностями соответствующего магматического расплава и условиями его кристаллизации; поскольку главные элементы в магме – кислород и кремний, то важнейшими составными частями изверженных пород являются силикаты и кварц.

Ведущая роль SiO_2 и Al_2O_3 определяет минеральный состав магматических пород, сложенных преимущественно алюмосиликатами и силикатами.

По генетическому признаку породообразующие минералы делятся на первичные и вторичные. *Первичные минералы* кристаллизуются из магматического расплава, *вторичные минералы* либо замещают первичные, либо возникают как новообразования, являясь главным образом продуктами постмагматических — пневматолитовых и гидротермальных процессов.

Первичные минералы по их роли в составе магматических пород делятся на главные, второстепенные и акцессорные.

Главные породообразующие минералы слагают основную массу породы и определяют ее название. По химическому составу они разделяются на две группы: *салические минералы*—полевые шпаты, фельдшпатиды, кварц; главными химическими элементами их являются Si и A1; *фемические минералы*—оливины, пироксены, амфиболы, слюды—характеризуются высоким содержанием Fe и Mg (таб.4, таб.5).

Второстепенные минералы находятся в породе в незначительном количестве (1—5%). Их присутствие не отражается на общем названии породы. В числе второстепенных могут быть любые минералы из состава главных.

Акцессорные минералы содержатся в породах обычно в ничтожно малых количествах в виде единичных мелких зерен и лишь в редких случях образуют существенные скопления, иногда представляющие промышленный интерес (например апатит в нефелинсодержащих породах или магнетит в рудном габбро). В таблице отражена схема классификации породообразующих минералов в соответствии с вышеизложенными принципами.

Роль различных породообразующих минералов в составе магматических пород иллюстрируется в таблице, составленной Т.Бартом на основании многих сотен анализов. Как видим, основная масса магматических сложена щелочными полевыми шпатами и плагиоклазами, на втором месте стоят кварц пироксены.

Кроме того, среди породообразующих минералов условно могут быть выделены цветные и бесцветные. При этом под «цветными» понимают железистомагнезиальные (фемические) силикаты, такие, как амфиболы, оливин, пироксены, биотит. Значительная часть их в тонких шлифах сохраняет темную окраску, но встречаются среди них и такие, которые в тонких шлифах могут быть неокрашенными (оливин и некоторые пироксены). К бесцветным (салическим) породообразующим минералам относятся не окрашенные в тонких шлифах, хотя макроскопически обладающие окраской, например, полевые шпаты и кварц. В зависимости от содержания цветных и бесцветных минералов различают породы м е л а н о - к р а т о в ы е и л е й к о к р а т о в ы е. К первым относятся те, в которых цветных минералов больше, чем в нормальном среднем типе данного семейства, а ко вторым-породы с повышенным содержанием бесцветных минералов. Минерологический состав изверженных горных пород может быть охарактеризован следующим образом:

подсчет составных частей 700 изверженных пород показал, что в последних в среднем содержатся различные минералы в таких пропорциях (в %):

Полевые шпаты 60

Кварц 12

Амфиболы и пироксены 17

Слюды 4

Прочие силикаты 6

Остальные минералы (не силикаты). 1

Таблица 4.

Схема классификации породообразующих минералов

Первичные минералы			Вторичные постмагматические минералы
главные		акцессорные	
фемические (содержат много Fe, Mg)	салические (содержат много Si, Al)		
Оливины Пироксены: энстатит гиперстен диопсид авгит эгирин Амфиболы: обыкновенная роговая обманка базальтическая роговая обманка арфведсонит Слюды: биотит мусковит*	Натриево - кальциевые полевые шпаты (плагиоклазы): альбит—анортит Натриево - калиевые полевые шпаты: санидин ортоклаз микроклин Фельдшпатиды: нефелин лейцит Кварц	Ильменит Хромит Магнетит Сфен Апатит Циркон Турмалин	Серпентин Актинолит Хлорит Эпидот Серицит

* Мусковит Fe и Mg не содержит. В состав фемических минералов помещен условно как компонент группы слюд.

Таблица 5

Минералогический состав изверженных горных пород

Главные (породообразующие)		Второстепенные (некоторые из них иногда приобретают значение главных	
бесцветные (щелочные и щелочно – известковые)	цветные(железисто-магнезиальные)	первичные	вторичные
1). Полевые шпаты а). К а л и е в ы е: санидин ортоклаз микроклин анортоклаз б). П л а г и о к л а з ы: альбит олигклаз андезин лабрадор битовнит анортит 2). Фельдшпатиты (заменители полевых шпатов) лейцит нефелин содалит канкринит анальцим 3). К в а р ц 4). М у с к о в и т	1). Оливин 2). Пироксены и амфиболы: энстатит гиперстен диопсид авгит энстатитавгит эгирин роговая обманка и др. 3). Слюды: биотит	Апатит Титанит Циркон Корунд Шпинели Перовскит Гранат Кальцит Рудные минералы (магнетит, хромит, ильменит и др.)	Серпентин Тальк Цоизит Эпидот Хлорит Каолинит и минералы его группы Серицит Карбонаты Халцедон Лимонит

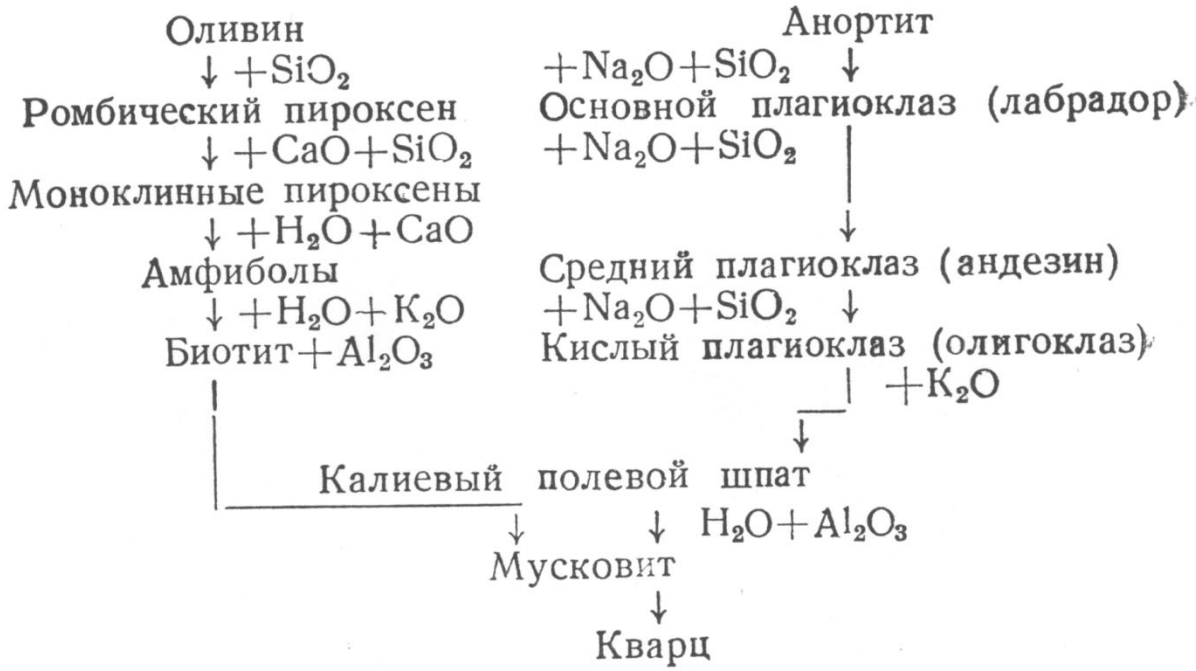
Изверженные породы могут быть как мономинеральными, состоящими главным образом из одного минерала, так и полиминеральными – из нескольких минералов.

Сочетание минералов и их относительные количества в тех или иных породах обусловлены определенными закономерностями. Так, например, в изверженных породах никогда не сочетаются кварц и нефелин, кварц и лейцит, кварц и минералы содалитовой группы. Очень редко встречаются одновременно также кварц и оливин. Такими же взаимоисключающими парами являются гиперстен с нефелином или лейцитом, анортит и агирин.

Таким образом, при кристаллизации магмы образуются совершенно определенные ассоциации минералов, причем одни из них обычно бывают вместе, другие же взаимно исключают друг - друга.

При одинаковом качественном минералогическом составе горные породы могут значительно отличаться друг от друга по количественным соотношениям слагающих их минералов. Так, например, горная порода, называемая плагиоклазово - авгитовой, состоит в одних случаях из 75% плагиоклаза и 25% авгита, в других, наоборот, из 25% плагиоклаза и 75% авгита, или оба минерала могут входить в ее состав приблизительно в одинаковых количествах или, наконец, еще в каком-либо ином соотношении.

Генетическая связь между породообразующими минералами может быть проиллюстрирована такой схемой (по Боуэну):



При понижении температуры ранее выделившийся минерал вступает в реакцию с оставшимся расплавом и превращается в более низкотемпературный минерал. В левом ряду минералообразование идет скачкообразно; в правом ряду изменение состава совершается непрерывным замещением. Темные и светлые минералы, расположенные на одной высоте, обычно выделяются вместе.

Пироксены и основные плагиоклазы типичны для основных пород, амфиболы и средние плагиоклазы — для средних, а ассоциация — биотит, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц — для кислых.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Условия образования, формы залегания и классификация магматических горных пород».

1. Что такое магама?
2. Как различаются магматические породы по глубине образования?
3. Какие минералы называют идиоморфные и какие ксеноморфными?
4. Объясните дифференциацию магмы.
5. Объясните процесс ассимиляции.
6. Какие формы залегания называют батолитом, штоком, лакколитом?
7. Назвать классификацию магматических горных пород по кислотности.

Тема 2.3. ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

План

1. *Понятие структуры, текстуры магматических горных пород. Их виды.*
2. *Форма залегания магматических горных пород.*
3. *Классификация магматических горных пород.*
4. *Описательная характеристика магматических горных пород.*

Структуры и текстуры магматических горных пород.

Особенности строения горных пород, зависящие от условий образования, выражаются в структурных и текстурных признаках.

Структура определяется степенью кристалличности и размерами зерен, а также формой и взаимными отношениями составных частей породы (минералов или минералов и вулканического стекла). Первая группа признаков часто достаточно отчетливо может быть установлена макроскопически и уже в поле позволяет судить о принадлежности породы к глубинному, гипабиссальному или эффузивному генетическому типу. Вторая группа структурных признаков относится к микроструктурам и требует изучения породы под микроскопом.

Текстура - совокупность признаков, определяемых расположением и распределением составных частей породы относительно друг друга в занимаемом ими пространстве. Текстуры, как правило, изучаются макроскопически, причем часто наиболее важные наблюдения получают именно в поле при изучении обнажений. Тип текстуры зависит и от условий кристаллизации и от влияния внешних факторов, особенно давления, на формирующуюся породу.

Структурные и текстурные признаки не всегда могут быть четко разграничены, иногда они сливаются. Особенно это касается пород, сложенных призматическими, отчетливо удлиненными кристаллами, субпараллельно (суб — почти) ориентированными в пространстве. Примером является пилотакситовая структура, характеризующаяся наличием мельчайших призматических кристаллов образующих потоки.

Структура. Понятие «структура» определяется: 1) степенью кристалличности, 2) величиной составных частей – абсолютной и относительной, 3) формой составных частей пород.

По степени кристалличности различают три структуры – полнокристаллическую, полукристаллическую и стекловатую. При *полнокристаллической (голокристаллической)* структуре горная порода целиком состоит из кристаллов и не содержит вулканического стекла. При полукристаллической (гипокристаллической) структуре горная порода целиком состоит из кристаллов и из стекла. При стекловатой структуре горная порода целиком состоит из вулканического стекла.

По абсолютной величине составных частей выделяется две группы структур - явнокристаллические и афанитовые. В явнокристаллических структурах отдельные зерна видны невооруженным глазом. По крупности зерна среди них выделяют грубозернистую, или крупнозернистую, структуру (диаметр зерен больше 5 мм), среднезернистую (диаметр зерен - 1 – 5 мм) и мелкозернистую (диаметр зерен менее 1 мм). В афанитовых структурах составные части не видны невооруженным глазом.

По относительным размерам зерен различают равномернозернистые и неравномернозернистые структуры. Равномернозернистые структуры характеризуются более или менее одинаковым размером зерен основных породообразующих минералов. Среди неравномернозернистых структур выделяют порфировидные и порфировые структуры.

Порфировидные структуры обусловлены наличием относительно крупных кристаллов на фоне полнокристаллической основной массы породы. Причем величина порфировидных выделений в несколько раз превышает размер зерен основной массы. Порфировидная структура, наиболее типичная для пород, кристаллизующихся в гипабиссальных условиях, часто наблюдается в гранитоидах.

Порфировая структура близка к порфировидной, она также характеризуется наличием вкрапленников, или порфировых выделений, но в отличие от

порфировидной структуры основная масса является афанитовой. Под микроскопом видно, что основная масса состоит из мелких кристаллов (микролитов) или зерен тех же минералов. В этом случае основная масса имеет полнокристаллическую структуру. Если же в основной массе пород с порфировой структурой присутствует вулканическое стекло наряду с микролитами, то она обладает полукристаллической структурой. Порфировая структура присуща лавам, а также многим жильным породам.

В большинстве случаев кристаллизация пород с порфировой структурой происходит в два этапа: вкрапленники кристаллизуются на значительной глубине, затем магма поднимается в верхние, более холодные зоны земной коры или изливается на поверхность. При этом оставшаяся жидкая часть магмы кристаллизуется быстро с образованием микролитов, а иногда застывает в виде стекла. Таким образом, возникают две генерации кристаллов часто одного и того же минерала.

Структура — существенный признак, определяющий физико-механические свойства породы. Наиболее прочными являются равномерно-мелкозернистые и равномерно-среднезернистые породы, тогда как породы такого же минерального состава, но крупнозернистой порфировидной структуры более податливы к разрушению, как при механическом воздействии, так и при резких колебаниях температур.

Форма минеральных зерен и их взаимные отношения зависят от кристаллографического габитуса и степени идиоморфизма минералов. Габитус минералов может быть призматический, таблитчатый, игольчатый, чешуйчатый, зернистый и именно он создает общий структурный облик породы.

Идиоморфизмом называется степень совершенства кристаллографических форм минералов, зависящая от порядка их выделения и их кристаллизационной силы. По степени идиоморфизма выделяют минералы ***идиоморфные*** (идиос — собственный), имеющие хорошо развитые грани; ***гипидиоморфные*** (гипо—под, не вполне), имеющие частично собственные грани, а частично контуры, подчиненные граням других минералов; ***ксеноморфные,*** или ***аллотриоморфные*** (ксено, аллётриос - чуждый), не имеющие собственных граней, их контуры полностью подчинены формам других минералов (рис. 47).

Степень идиоморфизма во многих случаях позволяет судить о последовательности выделения минералов, так как большей частью идиоморфнее тот минерал, который выделяется раньше. Примером служат порфировые вкрапленники эффузивных или гипабиссальных пород, свободно растущие в магматическом расплаве и поэтому имеющие правильные кристаллографические формы.

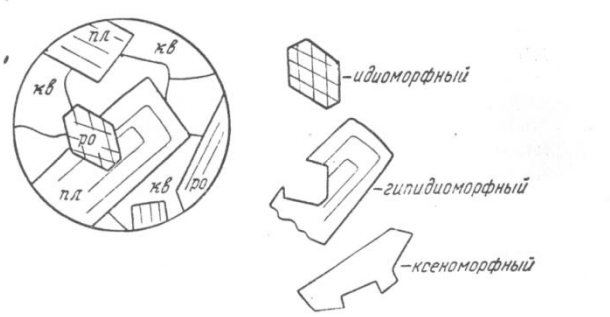


Рис.47. Различная степень идиоморфизма минералов
(пл – плагиоклаз, кв – кварц, ро – роговая обманка).

Форма залегания магматических горных пород.

Магматические породы, образующиеся в различной геологической обстановке, отличаются специфическими признаками, к которым прежде всего относятся форма магматических тел и их взаимоотношения с вмещающими породами.

Форма залегания интрузивных горных пород

В зависимости от вязкости магмы, от структуры вмещающих пород и от тектонической обстановки, в которой происходит образование интрузивных горных пород, форма залегания их может быть разной. Большое число разнообразных факторов, определяющих форму интрузивных тел, затрудняет их классификацию. Пока все еще широко применяется простая и удобная для практического использования классификация Р. Дэли, согласно которой при застывании магмы на глубине образуются интрузивные массивы. Среди них, в зависимости от их отношения к плоскостям напластования пород, в которые они внедрялись, различают: согласные, внедрившиеся параллельно напластованию вмещающих пород, и несогласные, форма которых не зависит от характера непластования осадочных пород, т.е. залегающие несогласно со слоистостью вмещающих осадочных пород.

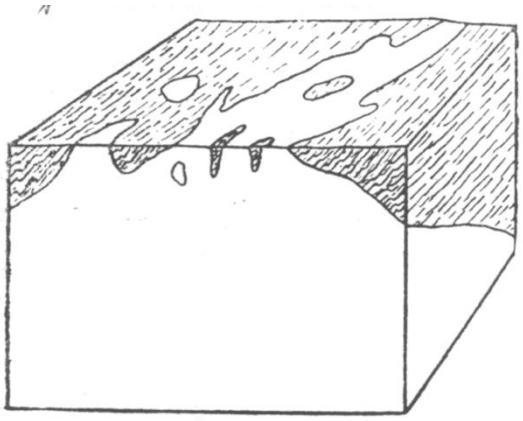


Рис.48 Батолит

К числу согласных интрузий относятся: интрузивные залежи (силлы), лакколиты, лополиты, к числу несогласных – батолиты, штоки, жилы, дайки, некки.

Батолиты, штоки, лакколиты и лаполиты являются обычными формами залегания глубинных пород, в то время как жилы, дайки и некки типичны для полуглубинных пород.

Несогласные тела (batos, греческая – глубина). Батолитами называют крупные интрузивные тела, характеризующиеся ровными, круто наклоненными стенками и куполообразной неправильной формы кровлей (рис.48). По своим размерам батолиты могут достигать очень больших величин > 100 км^2. Так, например, в Северной Америке известен батолит площадью 160000 км^2. Ширина его составляет 80 км, длина – 2000 км.

Первоначально предполагалось, что батолиты являются выступами магмы в область земной коры и не имеют дна. В последние годы, на основании геофизических наблюдений, доказано, что у всех интрузивных массивов дно существует.

До недавнего времени в вопросе о происхождении батолитов господствовала гипотеза Р.Дэли, согласно которой батолиты относились к сквозным бездонным плутонам, а механизм внедрения их объяснялся обрушением кровли, глыбы которой тонули в магме, перерабатывались (ассимилировались) и, таким образом, магма прокладывала себе путь в верхние горизонты литосферы. Однако исследования Г. Клооса показали, что некоторые из плутонов, считавшиеся ранее батолитами, представляют собой согласные

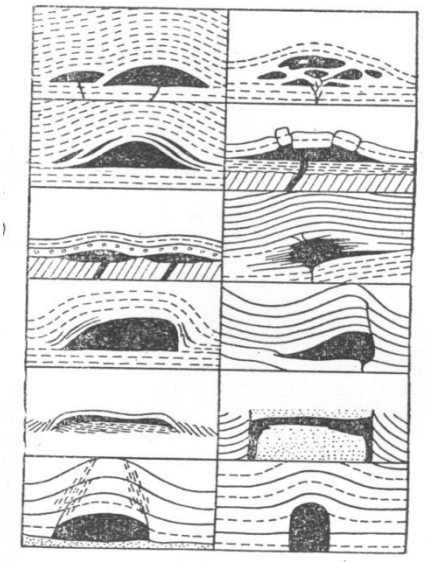


Рис.49. Различные формы лакколитов в вертикальных разрезах

межформационные лакколиты, огромные по площади при относительно небольшой мощности. В последнее время установлено, что формирование некоторых батолитоподобных тел может быть связано с процессами метаморфизма, протекающими в глубинных частях земной коры. Таким образом, образование батолитов может происходить, по–видимому, в различной геологической обстановке и поэтому термин «батолит», как он понимался раньше, теряет свою определенность. Крупные гранитные тела теперь чаще называют массивами или плутонами.

Штоки отличаются от батолитов меньшими размерами. Площадь их обычно не превышает нескольких квадратных километров.< 100 км^2.

Штоки часто сопровождают более крупные батолитовые массивы и многие из них, вероятно, являются ответвлениями нижележащих батолитов, у которых только самые верхние части были обнажены процессами денудации (размыва).

Согласные тела

Согласные интрузивные тела образуются в результате внедрения магмы по плоскостям напластования в толщу горизонтально залегающих или слабо наклонных осадочных пород. К группе согласных интрузивов относятся силы, лакколиты, лаполиты и факолиты (рис.50).

Силл – пластообразная интрузивная залежь, размеры которой могут варьировать в широких пределах, но их мощность всегда значительно уступает ширине и длине. Для интрузивных тел этого типа характерно групповое развитие. Силы являются широко распространенной формой залегания основных изверженных пород, поскольку магма основного состава менее вязкая более подвижная и поэтому легче проникает в толщу слоистых пород. В качестве примера такого типа интрузий следует назвать траппы Сибирской платформы в составе которых отдельные силы распространяются на площади в десятки тысяч квадратных километров (рис. 50)

Лакколиты представляют собой караваеобразные или грибообразные тела, имеющие плоское основание и куполообразный верх. С глубинными магматическими очагами лакколиты соединены небольшими подводящими каналами (рис. 49). Образование лакколита связано с выгибанием вышележащих слоев вмещающих горных пород, принимающих куполо-образную форму.

Размеры лакколитов различны. Площадь их достигает несколько сотен, а иногда и нескольких тысяч квадратных километров. Типичные лакколиты на Украине известны на южном берегу Крыма (Аю –Даг, мыс Плака) и на Кавказе (гора Железная, Бештау, Змейка, Лысая).

Лополитами называют различных размеров интрузии, имеющие форму чаши или плоского блюда. Образование их объясняют опусканием подстилающих и покрывающих интрузию осадков.

Жилы включают в себя незначительной мощности плитообразные тела, образованные выполнением трещин в земной коре магматическими горными породами или минералами.

По отношению к вмещающим породам различают секущие и пластовые жилы.

Если мощность жилы по какому – либо направлению сходит до нуля, говорят о выклинивании жилы, а при обратном явлении – о расширении или раздуве жилы. Если раздувы и пережимы в жиле сильно сближены, она называется четковидной. При вертикальном падении в жиле различают висячий и лежачий бока её, понимая под этими названиями боковые породы, располагающие над жилой и под жилой.

Факолит – линзовидное тело, залегающее в ядре антиклинальной или синклинальной складки и образующееся одновременно со складчатостью. Тела такого типа встречаются редко (рис. 50)

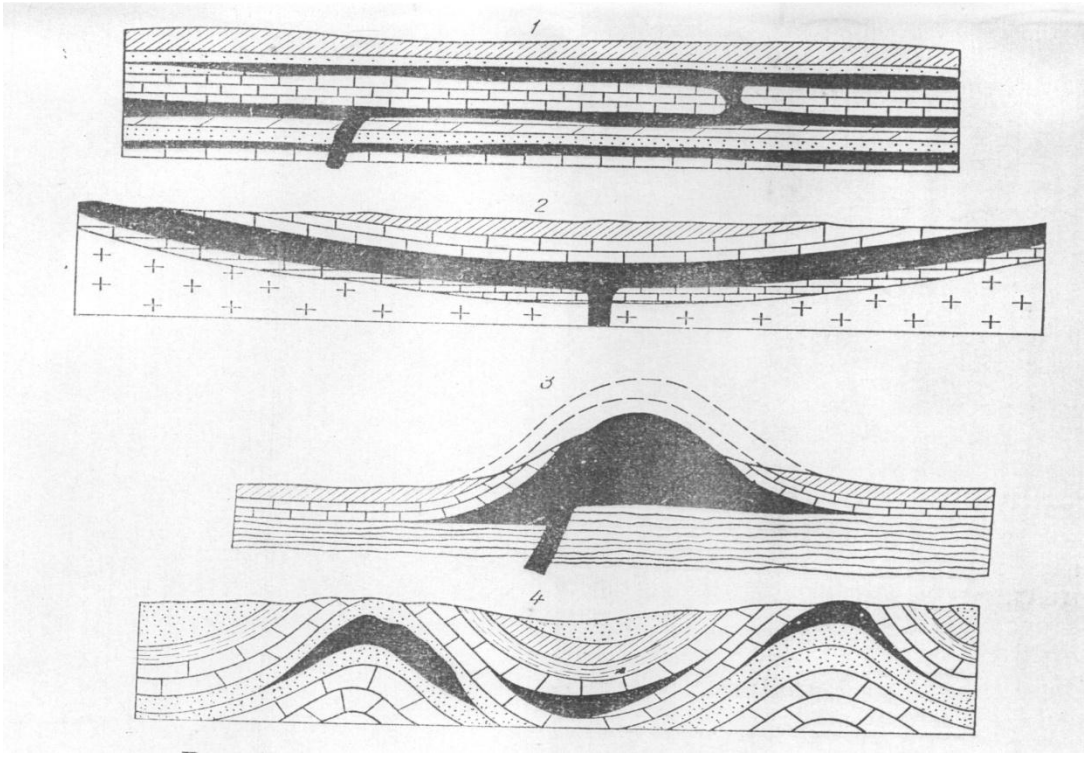


Рис.50. Распространенные инъекционные тела:
1 – силы; 2 – лополит; 2 – лакколит; 4 – факолиты.

Форма залегания эффузивных горных пород

Форма тел эффузивных пород зависит от характера вулканического извержения, от степени вязкости лавы и от рельефа земной поверхности, на которую происходило излияние. Выделяют следующие две группы эффузивных тел: 1) тела, связанные с излияниями по трещинам, — покровы, потоки, дайки и 2) тела, возникшие в результате деятельности вулканов центрального типа, — потоки, купола, иглы, конусы, некки (жерловины), диатремы (трубки взрыва).

Покров — плоское тело, имеющее большое площадное распространение и сравнительно небольшую мощность. Покровы характерны для основных лав, способных заливать огромные площади. При многократных повторениях излияний лавы заполняют все пониженные формы рельефа, а наслоения многочисленных покровов формируют базальтовые плато — лавовые равнины, известные в Сибири, Индии, Африке, Южной Америке. *Покровы*, в отличие от потоков, характеризуются, примерно равновеликими длиной и шириной

Они являются характерными формами для излияний трещинного типа (исландские вулканы легкоподвижных основных, базальтовых, лав). При многократных излияниях могут приобретать большую мощность и занимать обширные площади. Так, например, Декканские траппы Индии занимают площадь 800 000 *км*^{2} и достигают мощности до 1,8 *км*.

Потоки представляют собой плоские тела, вытянутые в направлении течения лавы. Формы лавового потока зависят большей частью от степени текучести магмы, что в свою очередь зависит от химического состава и наличия в последней летучих, а также от температуры извержения. Чем подвижнее лава, тем длиннее поток.

Особенно характерны потоки для излияния основных лав. На Гавайских островах известны базальтовые (содержат в среднем 40% SiO^2) лавы, напоминающие собой реки, вышедшие из берегов, и аналогично тому, как реки образуют водопады, базальтовые потоки здесь образуют лавопады.

Поток — узкое, длинное тело, образованное застывшей лавой, форма которого полностью отражает название. Потоки образуются преимущественно по склонам вулканов и в результате заполнения лавой долин и оврагов. Состав лавы во многом определяет форму и размер потока. Потоки вязких кислых лав мощные, короткие; потоки основных лав значительно меньшей мощности, но большей протяженности.

Купол - караваеобразное, более или менее конусовидное, тело, образованное лавой среднего или кислого состава, выжатой из кратера вулкана. Образование куполов происходит и в настоящее время. Так, купол вулкана Безымянного на Камчатке, появившийся в 1956 г., до сего времени продолжает расти.

Игла — тело, вытянутое по вертикали, с небольшой площадью сечения и крутопадающими боковыми поверхностями. Такие тела возникают при извержении вязких лав, выжатых из подводящего канала в виде густой массы и в таком виде застывших на поверхности. Классическим примером является знаменитый пик Мон-Пеле (о-в Мартиника из архипелага Малых Антильских островов) высотой 375 *м* при диаметре 100 *м.*

Конус—образуется вокруг кратера вулкана в результате неоднократного излияния вязкой лавы, переслаивающейся с рыхлыми продуктами вулканической деятельности - пирокластами: пеплом, мелкими кусочками застывшей пористой лавовой породы (лапиллями), округлыми, грушевидными или закрученными кусками лавы (вулканическими бомбами) и т. п. Высота конуса вулкана Ключевская сопка на Камчатке достигает 4750 *м.*

Дайки **и** ***некки*** — формируются в результате заполнения лавой жерла вулкана (некк) или подводящей трещины (дайка). По условиям залегания они аналогичны интрузивным дайкам и штокам и поэтому являются как бы промежуточными звеньями, связывающими эффузивные и интрузивные образования.

Секущие жилы, называемые иногда дайками, располагается в вертикальном, или близком к вертикальному положении (рис. 51). Пластовые жилы, называемые в отдельных случаях

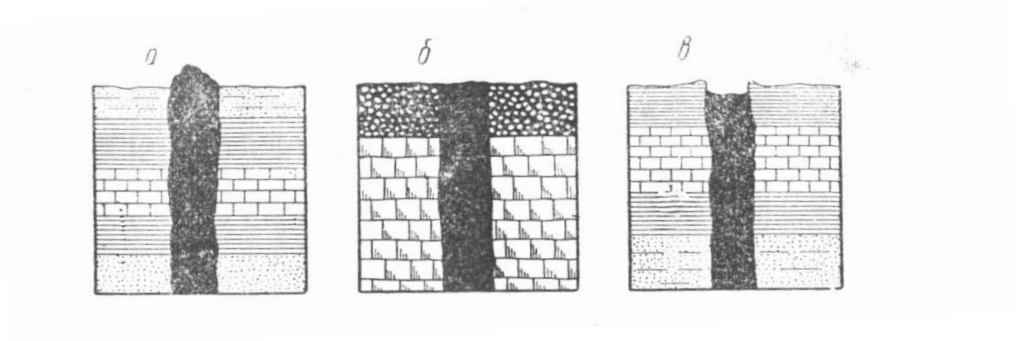


Рис.51 Дайки и связанные с ними формы рельефа:
а – дайки, лучше сопротивлявшиеся эрозии, чем боковые породы;
б – дайки и боковые породы, одинаково стойкие; в – дайки менее стойкие, чем боковые породы.

интрузивным и залежами или силлами (рис. 52), возникают при внедрении магмы согласно слоистости вмещающих их осадочных пород. Располагаясь не только в вертикальных, как дайки, но и в других трещинах, пластовые жилы, в отличие от даек обладают менее правильной формой. Различают жилы простые (одна жила) и сложные. В последнем случае несколько жил соединяются вместе.

Короткие ответвления жил, проникающие в виде разветвлений во вмещающие породы, называются апофизами.

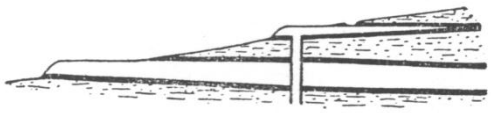


Рис. 52. Интрузивные залежи.

Вулканическим некком (жерловиной) называют вертикальное цилиндрическое неправильное тело, образующееся в результате застывания магмы в жерле вулкана,

Верхняя часть некка обычно заполнена лавой, туфолавой и туфом; встречаются и различные обломочные породы, обязанные своим происхождением извержению.

По формам залегания излившейся породы отличаются значительно меньшим разнообразием, чем глубинные. Основными факторами, определяющими формы залегания изливших породы,

Диатремы – морфологически аналогичны неккам, но сложены не лавовыми потоками, а пирокластическим материалом с включением обломков окружающих пород. Диатремы возникают в результате взрывов вулканических газов при большом давлении и высокой температуре.

М а г м а т и ч е с к и е породы делятся по химическому составу, а также по условиям образования, отраженным в структурно-текстурных особенностях и формах залегания пород. Поскольку эти породы образуются путем кристаллизации из магматических расплавов, их химический состав закономерно связан с минеральным, что делает возможным определять и подразделять магматические пород также по минеральному составу (таблица 6).

По химическому составу – в первую очередь, по содержанию кремнекислоты и щелочей – среди магматических пород выделяются три ряда: *нормальный, промежуточный (известково-щелочной)* и *щелочной.*

В пределах каждого ряда магматические породы делятся на группы, различающиеся по тому же признаку. За основу берется содержание кремнекислоты (SiO_2), с которым закономерно связано и содержание других главных химических компонентов: глинозема (Al_2O_3), извести (CaO), магнезии (MgO), железа (FeO, Fe_2O_3) и др.

Схема классификации изверженных пород приведена в табл.6. Выделение индивидуальных типов пород сделано ниже, при детальном описании изверженных пород.

Следует заметить, что табл.6 при всей ее нагрузке не может отразить многообразие изверженных горных пород. Между породами соседних (по вертикали и горизонтали) подгрупп существуют промежуточные по составу разновидности (габбро-пироксениты., габбро-диориты, граносиениты, трахиандезиты, риодациты, трахилипариты и т.д.).

Указанные в табл.6 группы изверженных пород неодинаково распространены в земной коре. Наиболее распространены кислые интрузивные породы, особенно граниты, и основные и средние излившиеся породы – базальты, андезиты и др.; наименее – щелочные породы, особенно основного и ультраосновного состава, а также известково-щелочные сиениты, монцониты и т.п. Небольшое развитие в верхних горизонтах литосферы имеют и ультраосновные породы, которые, по-видимому, приобретают большое значение во внутренних слоях земли. Но

необходимо учитывать, что относительная распространенность изверженных пород отнюдь не пропорциональна их практической значимости в жизни человека; так, со многими типами пород, редко встречающимися и слагающими мелкие тела, бывают связаны крупные месторождения весьма ценных и важных для промышленности полезных ископаемых.

Из прочих классификационных признаков, не вошедших в табл.6, но имеющих широкое применение при характеристике или диагностике магматических пород, отметим следующее.

В зависимости от глубины, на которой происходило застывание магмы, интрузивные породы делятся на *фации*: весьма глубинные (*абиссальные*), средней или умеренной глубинности (*мезоабиссальные*), небольшой глубинности (*гипабиссальные)* и приповерхностные (*субвулканические*).

Изверженные породы каждой из перечисленных фаций характеризуются своими специфическими особенностями, в первую очередь, строением. Так, приповерхностные интрузивные породы во многих отношениях напоминают излившиеся или жильные породы; в их состав иногда входит вулканическое стекло. Абиссальные породы иногда приближаются по внешним признакам и некоторым метаморфическим породам.

Эффузивные породы разделяются на две категории по степени изменения: сильно измененные породы носят название *палеотипных* (иногда их называют также *палевулканическими*), слабо измененные – *кайнотипных (неовулканических)*. Эти названия связаны с тем, что измененные лавы и туфы имеют как бы облик древних пород (независимо от их действительного возраста), а слабо измененные – облик молодых пород.

Часто магматические породы разделяют на *лейкократовые* и *меланократовые* в зависимости от преобладания в их составе соответственно светлых – белых или слабо окрашенных – минералов (кварц, плевые шпаты, фельдшпатоиды) или темно-цветных (силикаты железа и магния: оливин, пироксены, амфиболы, биотит и др.). По этим признакам выделяются также промежуточные, *мезократовые* разновидности пород.

Нормальный ряд						
Группы	Ультраосновные, содержание $SiO_2 \leq 45$ %		Основные, содержание SiO_2 >45-56%		Средние, содержание SiO_2 >45-56%	
Подгруппы	Интрузивные. Дунит-перидотит – пироксенит	Эффузивные. Пикритовый порфирит*	Интрузивные. Габбро	Эффузивные. Базальт-диабез	Интрузивные. Диорит	Эффузивные. Андезит-андезитовый порфирит
Цвет	Темно-зеленый до черный с зеленоватым оттенком		Темно-серый, зеленовато-серый. Вулканические стекла (тахилиты) черные, темно-бурые		Серый, зеленовато-серый, темно-серый. Вулканические стекла черные, темно-бурые	
Текстура	Массивная, часто афанитовая		Массивная, иногда такситовая или параллельная	Массивная или флюидальная, часто афанитовая, иногда пузыристая, шлаковая, миндалекаменная	Массивная, иногда такситовая	Массивная, иногда флюидальная, часто афанитовая, шлаковая, миндалекаменная
Структура	Полнокристалличекая:мелко-средне-крупнозернистая, равномернозернистая	Порфировая, режеафировая, часто стекловатая	Полнокристаллическая: мелко-сердне- и крупнозернистая; иногда офитовая	Афировая или порфировая (порфировидная), часто фоитовая и т.п., иногда стекловатая	Полнокристаллическая: мелко-, средне- и крупнозернистая, обычно равномернозернистая	Порфировая или афировая, часто полностью или частично стекловатая

Таблица 6 (II часть)

Кислые породы					
	Группы	Содержание SiO_2 > 62-< 70 %		Содержание $SiO_2 \geq 70$ %	
	Подгруппы	Интрузивные. Кварцевый диорит*	Эффузивные. Дацит* - делленит * - кварцевый порфирит* - дацитовый порфир *	Интрузивные. Гранит – гранодиорит	Эффузивные. Липарит (риолит) кварцевый порфир
Минеральный состав	Главные породообразующие минералы	Средний и кислый плагиоклаз (андезин, олигоклаз) , кварц, роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат. Пироксены редки; оливин отсутствует		Кислый плагиклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз, до кислого андезина), калиевый полевой шпат, кварц, биотит, реже-роговая обманка. В щелочных гранитах щедочные пироксены (эгирин-авгит, эгирин) и амфиболы (рибекит, арфведсонит)	
	Акцессорные минералы	Магнетит, апатит, сфен, циркон, реже ильменит и др.		Магнетит, апатит, сфен, циркон, иногда ильменит, тантало-ниобаты, касситерит, топаз, флюорит и др.	
	Вторичные минералы	Серицит, хлорит, кльцит, реже эпидот-цоизит, актинолит,рутил		Мусковит, серицит, хлорит, рутил, иногда литиевые слюды и др.	
Цвет		Серый, светло-серый, розовато-серый и др. Вулканические стекла черные, темно-бурые		Светло-серый, желтоватый, розовый, мясо-красный, белый, иногда светло-зеленый и др. Вулканические стекла (обсидианы) черные или бурые	
Текстура		Массивная, иногда параллельная (гнейсовидная)	Массивная, иногда флюидальная, часто афанитоваяф	Массивная, иногда параллельная (гнейсовидная)	Массивная, часто афанитовая или флюидальная
Структура		Полнокристаллическая: мелко-, средне- и крупнозернистая, равномернозернистая или порфировидная	Порфировая или афировая, часто стекловатая или фельзитовая	Полнокристаллическая: мелко-, средне- и крупнозернистая или порфировидная	Порфировая или афировая, часто стекловатая или фельзитовая

В зависимости от содержания кремнезема SIO_2 магматические породы классифицируются:
Ультраосновные (ультрамафиты)– содержание кремнезема SiO_2 < 45%.
Основные (мафиты) – содержание кремнезема SiO_2 45 – 52-56%.
Средние - содержание кремнезема SiO_2 52-56-65%.
Кислые - содержание кремнезема SiO_2 65-75%.
Щелочные - содержание кремнезема SiO_2 45-50% (с содержание щелочей Na, K, Ca).

Рекомендуемые контрольные вопросы
к теме «Классификация форм залегания, структура, текстура»

1. Что такое магма?
2. Как различаются магматические породы по глубине образования?
3. Какие минералы называют идиоморфные и какие ксеноморфными?
4. Объясните дифференциацию магмы.
5. Что такое ликвация?
6. Объясните процесс ассимиляции.
7. какие формы залегания называют батолитом, штоком, лакколитом?
8. Что такое отдельность? Приведите примеры.
9. Дайте определение понятий структура и текстура.
10. Какие структуры характерны для интрузивных и какие для эффузивных пород?
11. Какая структура называется порфировой?
12. Приведите пример текстуры магматических пород.
13. Какие минералы относятся к сиалическим и какие к фемическим?
14. Какие породы называются лейкократовыми и какие меланократовыми?
15. По каким признакам классифицируются магматические породы?
16. Как магматические породы классифицируются пол содержанию кремнекислоты?

УЛЬТРАМАФИТЫ (УЛЬТРАОСНОВНЫЕ), МАФИТЫ (ОСНОВНЫЕ)

Группа ультраосновных горных пород (ультрабазитов, гипербазитов)

<u>Подгруппа дунита – перидотита - пироксенита</u>.

К ультраосновным породам относятся темноокрашенные породы содержащие в себе менее 45% кремнезема. Основными глубинными представителями их являются перидотиты и пироксениты. Реже встречаются дуниты, и еще реже - излившиеся аналоги их: Для всех ультраосновных пород характерно то, что они состоят почти из одних темных минералов, главным образом пироксенов и оливина**.**

<u>Дунит. Перидотит. Пироксенит</u>

<u>Название</u>: **дунит** — по г. Дэн (Dun), Новая Зеландия; перидотит — от перидот - старый синоним оливина; пироксенит — по составу.

Характерные признаки. Структура мелко - или средне-зернистая, реже крупнозернистая. Текстура массивная, часто афанитовая (плотная, «сливная»). Породы состоят почти исключительно из темноцветных магнезиально-железистых минералов (оливин и пироксены, реже встречаются амфиболы и биотит). Второстепенные минералы: магнетит, ильменит, пирротин, хромит, хромшпинелиды, гранат. Кварц отсутствует. Плагиоклаз (основной) редок. Характерные, хотя и не

часто встречающиеся минералы — алмазы и самородная платина. Цвет черный, иногда с зеленоватым оттенком. Тяжелые (уд. вес более 3), очень крепкие и вязкие. В зависимости от преобладающего минерала различают: дунит ***(оливинит)*** **—** 100—80 % оливина, перидотит — 70—30% оливина и соответственно 30—70% пироксенов, пироксенит — 10—0% оливина и 90—100% пироксенов. Перидотиты и пироксениты представляют собой породы, связанные постепенными переходами. Излившимися аналогами интрузивных ультраосновных пород являются ***пикриты*** и ***пикритовые порфириты*** (редки), а также близкие к ним породы — алмазоносные ***кимберлиты.***

Условия образования и нахождения. Интрузивные тела (массивы) сравнительно небольшой площади (от сотен квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров), линзообразные и изометричные, обычно с крутым наклоном контактов, приуроченные к глубоким разломам в земной коре. Источники ультраосновных пород — глубинные, подкоровые зоны земного шара.

Изменения выражаются в появлении, серпентина, уралита (псевдоморфоз роговой обманки по пироксену), хлорита, талька, эпидота, кальцита, магнезиально-железистых карбонатов, иногда цеолитов; эти минералы придают породам зеленый оттенок и снижают их твердость (нож или игла оставляют царапину). Продуктом гидротермального изменения ультраосновных пород являются, в частности, *серпентиниты (змеевики),* состоящие в основном из серпентина, массивные, реже сланцеватые тонкозернистые породы зеленого цвета различных оттенков (светло – или темно-зеленые, буро-зеленые) с черными или темно-бурыми пятнами и прожилками, придающими породе сходство с узорами змеиной шкурки. В поверхностных выходах и обломках ультрабазиты обычно покрыты белесой коркой кремнистых продуктов выветривания толщиной 1 – 2 см.

Обычными формами залегания ультраосновных глубинных пород являются мелкие интрузивные тела – дайки и жилы, но известны и большие массивы. Чаще же они образуют отдельные зоны в глубинных частях интрузивных тел других пород.

Наиболее характерными формами отдельности для них являются параллелепипеидальная и шаровая.

Распространены широко: Урал, Кавказ, Казахстан, Украина, Ср.Азия, Тува, Саяны, Прибайкалье и др.

Диагностика. Темная окраска, отсутствие в составе полевого шпата и кварца, высокий удельный вес.

Практическое значение. С дунитами и перидотитами связаны многочисленные м-ния платины, никеля и кобальта. Дуниты Урала служат источником для образования платиноносных россыпей. Никелевые сульфидные руды (пентландит) встречаются в перидотитах в виде шлиров, сплошных залежей и жил. Никелевые м-ния образуются также в коре выветривания перидотитов и серпентинитов. Магнетитовые перидотиты нередко содержат ванадий и титан и могут использоваться в качестве природно-легированных железных руд. Неметаллические полезные ископаемые, связанные с процессами изменения перидотитов, представлены тальком, тальково-карбонатными породами (*тальковым камнем*) и хризотил-асбестом. *Кимберлит* – ультраосновная жильная порода, залегающая в виде трубообразных жерловин (*трубок взрыва*) и состоящая из оливина, пироксенов, слюды, магнетита, граната-пиропа, ильменита, апатита и др., содержит алмазы. Подобные трубки в Якутии являются коренными м-ниями и источником образования алмазоносных россыпей. Некоторые уральские серпентиниты используются в качестве декоративного и поделочного камня.

ГРУППА ОСНОВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Подгруппа габбро.

Подгруппа включает несколько разновидностей интрузивной породы, называемой габбро. Ниже приводится их обобщенное описание.

Габбро

Название — по местности в Сев. Италии.

Характерные признаки. Структура кристаллически-зернистая, мелко- средне- и крупнозернистая. По текстуре выделяют следующие разновидности: *массивное габбро* однородно окрашенное, с равномерным распределением всех минералов; *полосчатое габбро* с параллельным чередованием светлых (существенно плагиоклазовых) и темных (с высоким содержанием пироксенов) полос или вытянутых скоплений темноцветных минералов; *порфиродвидное габбро* (сравнительно редкое) с крупными кристаллами пироксена и их агрегатами среди зернистой основной массы породы.

Состав: серый и светло-серый плагиоклаз (от лабрадора до битовнита) и черный иногда бронзовым оттенком пироксен. Совместно с пироксеном или без него могут присутствовать розовая обманка и биотит. Второстепенную роль играют оливин и магнетит. Темноцветные минералы слагают от 30 до 50% объема породы. Кварца нет. Имеются переходные разности по составу между габбро и пироксенитами и (через *оливиновое габбро)* перидотитами. Цвет обычно темно-серый до черного, иногда с зеленоватым оттенком. Порода твердая и очень прочная; временное сопротивление сжатию колеблется от 2000 до 2800 *кг/см*^{2}.

Условия образования и нахождения. Формы залегания — дайки, штоки, интрузивные залежи, лакколиты, лополиы. Последние занимают иногда площадь во много десятков тысяч квадратных километров. Породы подгруппы_габбро концентрируются в верхних частях интрузивных тел, где иногда непосредственно переходят в диорит и сиенит; на глубине они сменяются ультраосновными породами.

Изменения связаны с воздействием послемагматических гпдротермальных растворов и состоят в замещении пироксена тонко-волокнистой зеленой роговой обманкой, а плагиоклаза — смесью микрозернистых циозита, эпидота, альбита, мусковита, кварца и др. с примесью актинолита, хлорита, иногда граната. Этот агрегат получил название *соссюрита,* а процесс изменения — *соссюритизации.* В результате порода частично пли полностью утрачивает свое кристаллически-зернистое строение, становится менее твердой, приобретает зеленую окраску и сланцеватую текстуру. Упомянутые изменения по существу представляют собой метаморфизм в условиях относительно низких и умеренных температур и давления. В обстановке высокотемпературного метаморфизма габбро превращается в ортоамфиболиты (см. амфиболит).

Распространено в Казахстане; на Сев. Урале, где с массивами габбро ассоциируют м-ния платины, на Украине, на Кольском п-ове, в Забайкалье (Витимское плоскогорье) и др.

Диагностика. Темная окраска; в составе породы — ассоциация плагиоклаза и пироксена или роговой обманки при отсутствии кварца и ортоклаза. От диорита отличается более высоким (30—50 %) содержанием темноцветных минералов, преимущественно пироксенов.

Практическое значение. Применяется как строительный камень и материал для облицовки наружных стен зданий, лестниц, площадок, ограждений и т.д.

Некоторые основные глубинные породы применяются для изготовления брусчатки в дорожном строительстве (шлифуются с трудом).

Высокий удельный вес (2,8—3,1) и почти равный ему объемный вес, низкая пористость, малая размягчаемость в слабо-кислотной воде или в воде под повышенным давлением, свежесть и прочность делают габбро и их разновидности ценным строительным камнем, применяемым для различных гидротехнических сооружений (мостовых устоев, портовых дамб и т. п.), а также из-за темной окраски и красивой игры цветов — декоративным камнем (в особенности, анортозиты—лабрадориты).

Кроме того, с габбровыми породами связаны месторождения многих ценнейших полезных ископаемых: кобальта, никеля, меди, металлов группы платины, титана, ванадия. Габбро-норитам иногда обязаны своим происхождением месторождения корунда. Норитами называются основные глубинные породы с ромбическим пироксеном.

Анортозит

Назван по составу. Синоним — *плагиоклазит.*

Характерные признаки. Структура полнокристаллическая, средне- и крупнозернистая, иногда гигантозернистая (размер зерен до 4—6 *см).* Массивная и однородная текстура. Состоит почти целиком из основного плагиоклаза. Темноцветные минералы практически отсутствуют, их содержание не превышает. 10%. Обычно светлоокрашен (серые, светло-серые тона). Твердость высокая.

Разновидность: *лабрадорит.* — крупнозернистая порода черного цвета (в плагиоклазе-лабрадоре — множество тончайших пластинок ильменита) с характерными цветными переливами и отблесками камня в сине-зеленых тонах.

Условия образования и нахождения. Слагают обширные самостоятельные массивы, в которых иногда непрерывно переходят в гиперстеновые граниты и габбро. Типичные интрузивные горные породы глубинного происхождения.

Изменения состоят главным образом в соссюритизации. Распространение: Кольский п-ов, Волынь. Лабрадорит добывается близ ст. Турчинка и ст. Горбаши Юго-Западной железной дороги (Украина).

Диагностика. Светлая окраска, практически мономинеральный состав породы.

Практическое значение. Аналогично габбро (см. выше). Лабрадорит — ценный декоративный и облицовочный материал.

Подгруппа базальта - диабаза

Подгруппа охватывает преимущественно кайнотипные излившиеся основные горные породы, которые по химическому составу и минералогическим особенностям служат прямыми аналогами интрузивных пород подгруппы габбро.

Базальт

Название от эфиопск. basal — железосодержащий камень.

Характерные признаки. Структура порфировая или афировая. Основная масса однородная скрытокристаллическая и стекловатая. Текстура массивная, реже пористая, пузыристая, шлакообразная: крупные пустоты составляют основной объем породы, разделяясь лишь тонкостенными перегородками базальта. Основная масса — нераскристаллизованное вулканическое стекло, густо пропитанное мелкими частицами магнетита, и смесь микроскопических выделений основного плагиоклаза, пироксена и оливина, менее — роговой обманки. Вкрапленники: черный пироксен, иногда темно-зеленый оливин, редко роговая обманка и плагиоклаз. Последний обычно без микроскопа неразличим.

Неизмененные базальты — это темно-серые, почти черные, вязкие и твердые - породы, с трудом царапающиеся стальной иглой, тяжелые (уд. вес близок к 3).

Долериты (см. ниже) немного тяжелее базальтов. Характерной чертой строения базальтовых покровов и потоков является столбчатая, шестигранно - призматическая контракционная отдельность. Столбы, ориентированные перпендикулярно к поверхностям контактов базальтовых пли диабазовых (см. ниже) тел, иногда достигают десятков метров высоты (длины) и первых метров в поперечнике. Пористость базальтов возрастает в верхних частях потоков (покровов). Часто здесь развиваются их пузыристые и шлаковые разности. Такое строение они приобретают вследствие удаления из лавы вулканических газов.

Миндалекаменными базальтами, или *мандельштейнами* называются разновидности, в которых поры (пустоты) округлой или эллипсоидальной, реже вытянутой, трубчатой формы заполнены минералами, отложившимися из сравнительно низкотемпературных растворов. Минералы, слагающие миндалины в кайнотипных базальтах, представлены чаще всего агатом, халцедоном, сердоликом, опалом, мелкокристаллическим кварцем, иногда аметистом, цеолитами, кальцитом, хлоритами идр.

В верхних частях лавовых потоков или в потоках малой мощности встречаются стекловатые разновидности базальтов. Среди них выделяются *тахилиты* — прозрачные зеленые и менее прозрачные темно-бурые до черных *вулканические стекла,* похожие на обсидианы, но легко растворяющиеся в кислотах. Во внутренних и отчасти в нижних горизонтах мощных базальтовых потоков (покровов), где скорость застывания была меньше, нередко залегают полнокристаллические мелко- и даже среднезернистые разности базальтов — *долериты.* В среднезернистых разностях долеритов можно различить (особенно под лупой с 7—10-кратным увеличением) отдельные породообразующие минералы, и резко удлиненные выделения плагиоклаза, типичные для структур диабазового или офитового типа.

Условия образования и нахождения. Формы залегания — потоки и покровы, разделенные отложениями пирокластического (туфового) или осадочного материала. Мощность единичных потоков базальтовых лав, обладающих в расплавленном состоянии малой вязкостью, обычно невелика, но, как правило, эти потоки (покровы) вместе с сопровождающими их туфами залегают друг на друге, образуя вулканические серии с суммарной мощностью, измеряемой в вертикальном разрезе сотнями метров (до 1—2 *км).* Отмеченные породы и палеотипные аналоги базальтовых пород *(диабазы)* образуют также целые комплексы лавовых покровов, даек и пластовых интрузивных залежей (силлов), объединяемые термином *трапп.* Происхождение вулканическое. Базальты и долериты — широко распространенные лавовые продукты подводных и наземных извержений современных и древних вулканов.

Изменения выражаются в разложении первичных породообразующих минералов и вулканического стекла базальтов с развитием на их месте хлорита, уралита, актинолита, кальцита, иногда эпидота, цоизита и др. Очень характерна соссюритизация (см. габбро). Изменение такого типа называется *зелено - каменным.* Измененные (палеотипные) разности базальта и долерита носят название *базальтовый порфирит* или (афировые породы) *палеобазальт* и *диабаз*[1].

[1] Термины *диабаз* и *диабазовый порфирит* применяются также к жильным и интрузивным породам основного состава застывшим на небольшой глубине и имеющим структуру офитового типа. Промежуточные по структуре разности между интрузивным диабазом и габбро носят название *габбро-диабаз.*

При весьма интенсивном изменении их называют (так же как и измененные андезиты, см. ниже) *зеленокаменными породами.* К палеотипным аналогам базальта принадлежат также спилит и мелафир.

Спилит — альбитопая разность диабаза с характерной шаровой или подушечной отдельностью; предполагается, что спилиты образуются при подводных излияниях базальтовых лав. Наоборот, *мелафир* — палеотипная разность базальта (и андезита, см. ниже), связанная с наземными вулканическими извержениями; отличается *краснокаменным* типом изменения, выражающимся в развитии гематита и гидроокислов железа.

В миндалекаменных разностях базальтов претерпевают изменение также минералы миндалин. На месте цеолитов развиваются альбит, эпидот и др., все разновидности кремнезема переходят в мелкокристаллический агрегат кварца; хлорит и карбонаты сохраняются, но часто меняют формы и размеры выделений. Базальтовым стеклам *(тахилитам)* среди палеотипных разностей соответствуют так называемые *палагонитовые туфы,* сложенные бурым аморфным хлоритоподобным веществом переменного состава, богатым водой, — *палагонитом.*

Палеотипные аналоги базальта (долерита) имеют в зависимости от интенсивности изменения обычно зеленовато-черный до темно-зеленого цвет и_среднюю твердость (легко царапаются стальной иглой). При метаморфизме породы подгруппы базальта-диабаза превращаются в порфиритоиды и затем — в орто-амфиболиты.

Типичными районами развития кайнотипных базальтов являются Армения и другие районы Закавказья, Зап. Украина (р-н Ровно), Вост. Крым (Карадаг), Ю. и Вост. Прибайкалье (Вост. Саян, Хамар-Дабан) и Зап. Забайкалье (Джидин-ский р-н), Витимское плоскогорье, Вост. Тува, где базальты встречаются и на водоразделах, и в долинах рек. Траппы широко распространены в Ср. и Вост. Сибири, Большеземельской Тундре, в Коми Республике и Ненецком нац. окр. Архангельской обл. Современные базальтовые лавы известны среди продуктов извержений вулканов Камчатки.

Диагностика. Для базальта — черная окраска, прочность и вязкость породы, столбчатая шестигранно-призматическая отдельность. Минералы вкрапленников только темноцветные. Для долерита — полнокристаллическая мелкозернистая *(офитовая)* структура основной массы.

Практическое значение. За последние годы все шире используется базальтовое литьё для изготовления кислотоупорных труб, химической аппаратуры и т. п. Служат сырьем для новой отрасли промышленности — *петургии,* из траппов и диабазов делают брусчатку для мощения улиц. С траппами связан ряд промышленных типов месторождений оптического исландского шпата, железных руд (типа Ангаро-Илимских месторождений в Вост. Сибири), высококачественного графита (результат метаморфизма каменных углей в контакте с траппами Курейка в Тунгусском бассейне), отчасти также самородной меди, медно-никелевых сульфидных руд. Базальтовые мандельштейны — один из главных источников получения самоцветных камней — агатов, опалов, сердоликов.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Ультрамафиты (ультраосновные), мафиты (основные)».

1. Какие магматические породы относятся к ультраосновным?
2. Охарактеризуйте дунит и перидотит.

3. Какие полезные ископаемые связаны с ультраосновными породами?
4. Дайте характеристику габбро. В чем отличие габбро от базальтов?
5. Какую породу называют лабрадоритом? Его применение.

КИСЛЫЕ, СРЕДНИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Группа средних горных пород с плагиоклазами
Подгруппа диорита

Подгруппа включает сравнительно небольшое число разновидностей интрузивных пород, которые имеют ограниченное распространение в природе: их доля во всей массе магматических горных пород составляет 1,8%.

К ним относятся изверженные горные породы, содержащим 52—65% кремнезема. Основными представителями этой группы являются диориты с излившимися аналогами - андезитами и порфиритами, и сиениты – с трахитами и ортофирами.

Диорит

Название от греческого — различаю.

Характерные признаки. Структура кристаллически-зернистая, чаще всего мелкозернистая, редко порфировидная. Текстура массивная или полосчатая, обусловленная течением магмы. Состоит из плагиоклаза (50—60 %) и роговой обманки (30—35 %). Иногда появляются пироксен или биотит. Возможно невысокое (до 10 %) содержание кварца. Цвет серый, темно-серый до черного, иногда с зеленоватым оттенком за счет продуктов изменения. Порода твердая, прочная.

Диоритовый порфирит — порфировая разновидность диорита с мелко- или микрозернистой основной массой и небольшими (1—3 *мм*) вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки или биотита.

Условия образования и нахождения. Образует штоки, лакколиты, жилы и др. В краевых зонах таких тел или пространственно связанных с ними жилах и дайках встречаются диоритовые порфириты. Происхождение магматическое: при дифференциации магмы основного (габброидного) состава или в результате кристаллизации магмы первоначально кислого состава, частично усвоившей в процессе внедрения вещество пород, богатых железом, магнием, кальцием (габбро, известняки, доломиты и др.). В этих случаях, имеющих гораздо большее распространеннее, диориты слагают краевые зоны крупных гранитных массивов и по направлению к центру массива сменяются гранитами. Переход совершается постепенно, выражаясь в увеличении количества кварца *(кварцевый диорит),* в появлении ортоклаза, замене андезина на олигоклаз *(грано-диорпт).* Постепенный переход наблюдается и между диоритом и габбро.

Изменения: разложение плагиоклаза и превращение его в скрытокристаллический агрегат цоизита и кальцита или в рыхлые скопления кальцита, серицита, эпидота, каолинита и др.; замещение роговой обманки и биотита хлоритом; разложение железосодержащих минералов с образованием минералов-окислов и гидроокислов железа. Измененный диорит приобретает зеленоватый, а местами ржаво-бурый оттенок. Диориты известны на Урале, в Закавказье, в Крыму и ряде мест Сибири и Дальнего Востока. М-ния облицовочных диоритов — в р-не Алушты -(Крым), Грузии, на Урале.

Диагностика. По внешним признакам похож па некоторые разновидности пород подгруппы габбро. Точное разграничение может быть сделано только под микроскопом. Тем не менее полезно учесть, что в диоритах содержание темноокрашенных минералов - 30 – 35 %, и они предоставлены в основном роговой обманкой, а в габбро их обычно от 30 до 50 %, и это главным образом пироксен.

Практическое значение. Используется как материал для наружной облицовки зданий или изготовления ступеней лестниц. Самостоятельные формы залегания для них не характерны. Изредка могут быть небольшие штоки, дайки и жилы. Чаще же предоставлены зонами в массивах более кислых (гранодиоритах, кварцевых диоритах) или более основных пород (габбро). С более кислыми (гранитами) и основными (габбро) породами диориты связаны постепенными переходами. В первом случае в их составе появляются калиевый полевой шпат и кварц, во втором – увеличивается основность плагиоклаза.

Со многими из диоритов (и с кварцевыми диоритами) связаны месторождения ряда ценных рудных полезных ископаемых: железа, свинца, цинка, меди и иногда золота.

Подгруппа андезита – порфирита

Подгруппа включает излившиеся породы среднего состава являющиеся кайнотипными эффузивными аналогами диоритов.

Андезит

Название — по горной цепи Анд в Южной Америке.

Характерные признаки. Структура порфировая или афировая с афанитовой основной массой. Текстура массивная, однородная или пористая, пузыристая, шлаковая. Основная масса породы в значительной части состоит из нераскристаллизованного вулканического стекла с вкрапленностью мелких зерен магнетита. Порфировые выделения бывают представлены и темноцветными минералами, и плагиоклазом. Кварц не характерен. Андезиты принято называть по минералам, образующим вкрапленники: роговообманковые, пироксеновые, плагиоклазовые, биотитовые андезиты и т. д. Суммарное содержание темноцветных минералов в них обычно несколько меньше, чем в базальтах. Пироксеновые андезиты через промежуточные разности пород типа *андезито-базальтов* связаны постепенными переходами с базальтами и обычно встречаются вместе с ними. Провести резкую грань между этими типами пород, особенно при визуальном определении, затруднительно. Главное различие андезитов и базальтов — в их химическом составе.

Цвет серый до темно-серого, в типичных разностях несколько более светлый, чем у базальта. Уд. вес немного меньше, чем у базальтов обычно —2,8—2,9, реже— до 3. Твердость высокая.

Разновидности: *андезитовые манделъштейны* — по составу минералов, выполняющих миндалины, аналогичные базальтовым; *андезитовый обсидиан* — стекловатая разновидность андезита, более светлая, чем базальтовое стекло (тахилит); *андезитовая пемза* — пузыристая пли пенистая форма выделений стекловатого андезита, внешне почти не отличима от обычной пемзы более кислого состава.

Условия образования и нахождения. Слагают лавовые потоки с глыбовой поверхностью, дайки, интрузивные залежи. Андезитовая магма отличается большей вязкостью и склонна к образованию так называемых экструзивных форм — куполов, конусов, игл. Происхождение подобно базальтам.

Изменения в кайнотипных андезитах обычно выражены слабо, за исключением отдельных зон, где они бывают превращены в *пропилиты* — породы, состоящие из зеленых минералов (эпидота, цоизита, хлорита, соссюрита и др.), альбита, адуляра, цеолитов. Изменения палеотипных разностей аналогичны изменениям базальтов *(зеленокаменное изменение).* Палеотипные аналоги андезитов с порфировой структурой называются *андезитовыми порфиритами,* или просто *порфиритами*, с уточнением по составу вкрапленников (плагиоклазовый, пироксеновый, роговообманковый порфирит). Афировые палеотипные аналоги андезитов — *палеоандезит* и *мелафир.* Пропилитизированные андезиты и палеотипные порфириты отличаются от неизмененных разностей зелеными тонами окраски и меньшей твердостью. Породы подгруппы андезита - порфирита столь же широко, как и базальты, а во многих регионах даже превосходят их. Особенно много андезитовых лав среди излияний современных вулканов Камчатки и Курильских о-вов. Андезиты встречаются также на Кавказе в Крыму (Карадаг), в Закарпатье, на Дальнем Востоке. Порфириты широко развиты среди зеленокаменных пород в областях развития древних вулканических толщ (Урал, Алтай и др.).

Диагностика. В андезитах в отличие от типичных базальтов порфировые вкрапленники представлены обычно как темноцветными (пироксен, роговая обманка), так и светлыми минералами (плагиоклаз). Андезиты и порфириты в целом несколько светлее, чем базальты и диабазы. От кислых эффузивов отличаются отсутствием кварца и более темной окраской. Характерно (как и для базальтов) широкое развитие шлаковых и миндалекаменных разностей. Пропилиты отличаются от типичных зеленокаменных пород с трудом (по присутствию цеолитов и адуляра).

Практическое значение. Неизмененные андезиты используются в промышленности в качестве кислотоупорных материалов (каменное литье, плиты и др.). К зонам распространения пропилитизированных андезитов и их туфов (см. вулканогенно-обломочные породы) приурочены некоторые типы гидротермальных месторождений золота и серебра, связанные с сульфидами железа, цинка, свинца.

Средние породы с калиевыми полевыми шпатами

Сиенит

Назван по гор. Сиены (Египет).

Характерные признаки. Структура полнокристаллическая, равномернозернистая или порфировидная. Текстура массивная, редко гнейсовидная. Состоит из полевых шпатов (ортоклаза или микроклина и плагиоклаза) – 80 - 85% и темноцветных минералов (пироксена, роговой обманки, биотита) – 10 - 20% Содержание кварца 0 - 5 %. При повышении содержания кварца - переход через *граносиениты* (10 – 20% кварца) к граниту. Акцессорные минералы - сфен, апатит, магнетит. Цвет розовый, красный, светло-серый, белый. Порода твердая, прочная. Отдельность плитчатая, матрацевидная (как у гранита). Разновидность — *щелочной сиенит:* 80—85% калиевого полевого шпата и альбита, 10—20% темноцветных (эгирина, рибекита, арфведсонита). Акцессорные минералы — циркон, сфен, иногда гранат.

Условия образования и нахождения. Залегает краевых зонах гранитных массивов, реже в виде самостоятельных небольших интрузивных тел: штоков, жил. Известково-щелочные сиениты образуют лакколиты или слагают краевые зоны массивов нефелиновых сиенитов. Образуется при кристаллизации магмы, богатой K_2O и бедной SiO_2. Изменения: развитие хлорита, эпидота, уралита по темноцветным

минералам; серицита, карбоната, глинистых минералов и др. - по полевому шпату. Районы распространения сиенитов Казахстан (Баянаульский р-н) и др., Урал (горы Высокая, и Благодать, Ильменские горы), Енисейский кряж, Забайкалье (Ципиканский р-н), Щелочные сиениты известны на Кольском п-ове (Хибины), в Приазовье (Мариупольский р-н) и в других местах.

Диагностика. Отличие от гранита: отсутствие или очень низкое содержание кварца, повышенное содержание темно - цветных минералов (до 20 %).

Практическое значение. Строительный камень. На Урале с сиенитами связаны богатые месторождения железных руд.

Наиболее характерными формами отдельности являются параллелепипеидальная, матрацевидная и пластовая.

С сиенитами связано образование ряда крупных месторождений магнетита, марганцевых руд, медных руд и золота.

Трахиты и ортофиры.

Трахиты – кайнотипные излившиеся аналоги сиенитов, ортофиры – палеотипные. Название с греческого – шероховатый, по характеру поверхности типичных трахитов.

Характерные признаки. Структура порфировая. Основная масса стекловатая или скрытокристаллическая, микрозернистая. Текстура полосчатая, флюидальная, слегка пористая. Мелкие кристаллы полевых шпатов в основной массе обычно сгруппированы в струн и потоки, огибающие вкрапленники и ориентированные соответственно полосчатости течения, нередко наблюдаемой визуально. Иногда встречаются миндале-каменные разности. Основная масса трахита — агрегат плотно прилегающих мелких удлиненных кристаллов санидина и кислого плагиоклаза, между которыми заключены небольшие количества пропитывающего этот агрегат стекла. Вкрапленники - кристаллы санидина и плагиоклаза и в небольшом количестве - темноцветных минералов: пироксенов, зеленой роговой обманки реже бурого биотита. Кварц встречается только в миндалинах. Цвет белый, светло-серый, желтоватый, розоватый. Порода твердая, крепкая, с шероховатым неровным изломом. Уд. вес около 2,5.

Условия образования и нахождения. Залегает аналогично липариту. Обычно сопровождается отложениями обломочных продуктов (туфов) близкого состава и встречается совместно с липаритами, андезитами, оливиновыми базальтами. Представляет собой застывшую лаву многих современных и древних вулканов. Изменения выражаются в замещении полевых шпатов (в первую очередь плагиоклаза) серицитом и глинистыми минералами, также цоизитом *(соссюрит),* а темноцветных - хлоритом, окислами железа, эпидотом и др. Сохраняются лишь вкрапленники ортоклаза или микроклина. Измененные трахиты носят название *трахитовых порфиров,* или *ортофиров.* Эти палеотипные породы отличаются от кайнотипных трахитов яркой окраской (красной, зеленой, бурой, коричневой) и меньшей твердостью. Распространение - см. липарит, андезит. Ортофиры ветречаются в в Казахстане (по р. Ишим), Крыму, на Кавказе (район Садонского полиметаллического м-ния), на Урале, Алтае, Ср. Азии (Вост. Фергана и др.), в Вост. Сибири (Вост. Саян, Алдан), на Украине (р. Кальмиус) и в других местах.

Диагностика. Отсутствие кварца во вкрапленниках. Для трахита: светлая окраска, ха-рактерная шероховатая поверхность и специфическая струйчатая

текстура. Для ортофира: яркие цвета, состав вкрапленников (только калиевый полевой шпат), присутствие вторичных минералов.

Практическое значение. Строительный камень. Некоторые красиво окрашенные ортофиры используются как декоративный материал и поделочный камень. Наиболее распространенными формами залегания трахитов и ортофиров являются потоки и покровы, сопровождающиеся значительными скоплениями вулканического пепла.

Практическое значение трахитов и ортофиров небольшое. Они находят применение как строительный материал и, частично как кислотоупоры.

Группы кислых горных пород.
Подгруппа гранатоидов.

Среди глубинных горных пород кислые породы, содержащие в своем составе от 65 до 75% кремнезема, являются наиболее распространенными.

Основными глубинными представителями этой группы являются граниты. Их излившиеся аналоги: кайнотипные - липариты и палеотипные - кварцевые порфиры. Гранитоиды - исключительно широко распространенные и разнообразные кислые интрузивные породы; главными их представителями являются гранодиорит и гранит, а также жильные производные гранитов: гранит-порфир, аплит, гранитный пегматит.

Гранодиорит

В тех случаях, когда плагиоклаз количественно резко преобладает над калиевым полевым шпатом, породу называют гранодиоритом. Породы же, состоящие исключительно из кислого плагиоклаза и кварца, или содержащие очень небольшую примесь ортоклаза, называют кварцевыми диоритами.

Макроскопически перечисленные разновидности пород трудноразличимы и поэтому их часто объединяют под общим названием гранитоидов.

Название - по составу, промежуточному между гранитом и диоритом.

Характерные признаки. Структура равномернозернистая или порфировидная; текстура обычно массивная. Состав: полевые шпаты – 65 - 70% (плагиоклаз количественно преобладает над ортоклазом или микроклином), кварц – 20 - 25%, . темноцветные минералы – 5 - 10% -(роговая обманка, менее биотит). По цвету подобен граниту (см. ниже), но более темный. Твердость высокая. Весьма крепок при отсутствии выветривания. Отдельность как у гранита.

Условия образования и нахождения. Образует батолиты, штоки и интрузивные массивы иной формы. Типичная магматическая глубинная порода. Изменяется аналогично граниту. Весьма распространенная порода во многих горных районах (Урал, Кавказ, Саяны, Тува, Тянь-Шань, Северо - Восток России и др.).

Диагностика. Похож на гранит. Отличается более темной окраской, пониженным содержанием кварца и повышенным - темноцветных. Диорит в отличие от гранодиорита еще более темно окрашен и почти не содержит или вообще лишен кварца.

Практическое значение. Слаботрещиноватые, массивные гранодиориты могут использоваться как естественный строительный или облицовочный камень.

Гранит.

Название от латинского granum– зерно.

Характерные признаки. Структура кристаллически – зернистая, в зависимости от размера зерен полевых шпатов и кварца мелкозернистая (1 – 2 мм),

среднезернистая (3-5мм) или крупнозернистая (до 1 см и более). Полевые шпаты – 60 - 65°о (ортоклаз и плагиоклаз, причем первый преобладает), кварц – 25 - 30 % и темноцветные минералы – 5- 10 % (главным образом биотит, значительно реже роговая обманка). Цвет серый, желтоватый, розовато-серый до розового и мясо-красного. Твердость высокая. В свежем (невыветренном) виде граниты весьма крепкие породы: временное сопротивление сжатию 1200 - 1800 кг/см^2, редко снижающееся до1000 и иногда повышающееся до 3000 кг/см^2. Отдельность матрацевидная, плитчатая, параллелепепидальная.

По содержанию и характеру темноцветных минералов выделяются следующие разновидности гранита: *аляскит* (не содержащий темноцветных); *лейкократовый гранит (лейкогранит)* с пониженным содержанием темноцветных; *нормальный биотитовый гранит* (наиболее обычный; темноцветные представлены биотитом, их содержание – 6 - 8%); *двуслюдяной гранит* (с биотитом и мусковитом); *роговообманковый* и *рогово-обманково-биотитовый гранит* (с роговой обманкой вместо биотита или наряду с ним); *щелочной гранит* (с эгирином и щелочными амфиболами; полевые шпаты - ортоклаз или микроклин и альбит).

По структурно-текстурным особенностям различают разновидности: *порфировидный гранит* - содержит удлиненные либо изометричные вкрапленники, более или менее существенно отличающиеся по размерам от минералов основной массы (иногда достигают5 – 10 см) и обычно представленные ортоклазом или микроклином и кварцем; *пегматоидный гранит* - равномернозернистая гранитная порода с размером выделений полевого шпата и кварца 2—3 см; *рапакиви,* или *финляндский гранит,*— порфировидный гранит, в котором обильные округлые вкрапленники красного ортоклаза величиной 3—5 см окружены каймой серого или зеленовато-серого олигоклаза, а основной массой служит агрегат зерен ортоклаза, плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки; *гнейсовидный гранит* - равномерно - и обычно мелкозернистый гранит, в котором наблюдается общая грубо параллельная ориентировка чешуек слюды или призматических зерен роговой обманки.

Условия образования и нахождения. Формы залегания разнообразны: интрузивные тела небольшого размера (килы, кольцевые дайки, лакколиты, штоки и т. д.), обширные, обычно несколько вытянутые в одном направлении батолиты или массивы неопределенной формы, протягивающиеся на многие десятки и сотни километров и непрерывно переходящие в поля гранито - гнейсов и мигматитов (см. метаморфические горные породы). Происхождение магматическое: продукт кристаллизации кислой магмы в глубинных зонах земной коры; гранитные породы образуются на месте древних осадочных сильно метаморфизованных пород в результате их частичного или полного плавления.

Изменения гранитов разнообразны. К эндогенным пневматолито - гидротермальным и гидротермальным - (метасоматическим) изменениям относятся: *мусковитизация* образование двуслюдяных и мусковитовых гранитов; *турмалинизация* - появление вкрапленности, прожилов или гнезд турмалина — шерла, дравита и т. п.; *альбитизация* — замещение первичных полевых шпатов, особенно калиевого, и отчасти кварца мелкозернистым сахаровидным агрегатом альбита с постепенным преобразованием гранита в а л ь б и т и т — тонкозернистую белую породу существенно альбитового состава нередко участковой или полосчатой текстуры. Характерными второстепенными минералами альбититов являются, кроме биотита, мусковита и кварца, литиевые слюды, флюорит, гранат, акцессорные берилл, касситерит, колумбит-танталит, циртолит; в альбититах, ассоциирующих с

щелочными гранитами,— также эгирин, щелочные амфиболы и акцессорные пирохлор, колумбит, малакон и др. *Грейзенизация* состоит в замещении гранита агрегатом кварца и слюды (мусковита или лепидолита) нередко при участии топаза, флюорита, турмалина, берилла, касситерита, вольфрамита, иногда молибденита и др. (подробнее см. описание грейзена в разделе «Метаморфические горные породы»); *хлоритизация* выражается в замещении биотита и роговой обманки гранитоидов хлоритом; *серицитизация* — в замещении полевых шпатов гранита тонкочешуйчатым агрегатом серицита. При метаморфизме граниты превращаются в *гнейсо-граниты, ортгогнейсы* и т. п. Гипергенные изменения гранитов заключаются в их выветривании. Физическое выветривание ведет к дезинтеграции гранитных пород, превращению их в дресву и аркозовые пески. Химическое выветривание выражается в *каолинизации* полевых шпатов иногда с образованием пеликанита - смеси каолинита и опала *(пеликанитовые граниты* Украины) и в развитии гидроокислов, железа за счет темноцветных; этот процесс приводит к формированию глинистых пород.

Гранит - наиболее широко распространенная в земной коре — изверженная порода. Граниты развиты преимущественно в горных странах (Кавказ, Урал, Саяны, Тянь-Шань, Памир - и др.), где осадочные породы смяты в сложные складки и нарушены разломами. Особенно же они характерны для областей, где на поверхности обнажаются древние кристаллические сланцы и гнейсы (Казахстан, Карелия, Правобережная Украина и Приазовье, Енисейский кряж, Юго-Западное Прибайкалье, Ю. Якутия, т. д.).

Диагностика. От других интрузивных пород отличается высоким содержанием кварца и небольшим — темноцветных минералов (преимущественно биотита). Отличие от аркозового песчаника — по формам, залегания, структуре и текстуре (отсутствию слоистости).

Практическое значение. Используется в строительстве в виде щебня, бутового камня, плит, брусков, мостовых опор и др.; также как облицовочный материал (массивные, крепкие, слаботрещиноватые разности) и в скульптуре. Признаки хорошего качества гранита: свежий облик полевого шпата, высокое содержание кварца и низкое - слюды, отсутствие пирита. Одним из лучших сортов гранита, употребляемого для изготовления лестничных ступеней, колонн, памятников, для облицовки зданий, набережных и т. д., является гранит-рапакиви. Разработка его месторождений ведется в Карелии, в Киевской обл. и на Урале (Бердяушский массив в Башкирии). Аляскиты, некоторые лейкократовые граниты и альбититы перспективны как стекольное и керамическое сырье.

С гранитами (преимущественно измененными - альбитизированными и грейзенизированными) связано большинство месторождений олова, вольфрама, молибдена, висмута, тантала, бериллия и ряда других металлов, золота, меди, свинца, висмута, сурьмы, ртути, а также нерудных ископаемых – слюд, флюорита, барита.

Гранитовый порфир.

Назван по структуре. Синоним — *гранит-порфир.*

Характерные признаки. Структура резко порфировидная. Основная масса породы тонко- и мелкозернистая (размер зерен невооруженным глазом установить обычно не удается). Текстура массивная. По составу аналогичен граниту. Вкрапленники размером от долей миллиметра до 4—5 *мм,* редко до 1—1,5 *см* представлены полевыми шпатами (чаще ортоклазом) и кварцем, который может и отсутствовать. Биотит, роговая обманка и др. во вкрапленниках менее

распространены и обычно имеют небольшие (до 1 *мм)* размеры выделений. Цвет белый, светло-серый, желтоватый, розоватый. В свежем состоянии порода твердая и весьма крепкая.

Условия образования и нахождения. Образует зоны закалки в краевых частях гранитных массивов и самостоятельные дайки, штоки. Воронкообразные пли цилиндрические тела гранит-порфиров имеют обычно концентрически-зональное (кольцевое) строение с участием порфиров гранодиоритового и сиенитового состава. Нередко наблюдается множество остроугольных включений различных горных пород и интрузивные брекчии. Подобные тела представляют собой корневые части древних вулканов, ныне полностью уничтоженных эрозией.

Изменения как у гранитов (см. выше). Гранит-порфиры распространены на Кавказе (в частности, в р-не Минеральных Вод), в Армении, Узбекистане, Горном Алтае, Хабаровском крае, Приморье.

Диагностика. Характерны лейкократовый облик, порфировая структура с тонкозернистой основной массой. Вкрапленники — ортоклаз и кварц.

Практическое значение. Используется для получения щебня **(**в дорожном строительстве), брусков, меньше — в качестве отделочного материала. С интрузивами гранит-порфиров иногда связаны м-ния олова, молибдена, меди и др.

Подгруппа липарита – кварцевого порфира (кислых эффузивных пород)

Подгруппа включает большое число горных пород, определить которые по внешним признакам (без микроскопа и химического анализа) часто бывает трудно. Кислые эффузивы сходны между собой по составу, физическим свойствам, структурно-текстурным особенностям. Как правило, они имеют светлую окраску, массивную или флюидальную текстуру и порфировую структуру со стекловатой, скрыто - или микрозернистой структурой основной массы. Невооруженным глазом можно иногда определить только минералы вкрапленников; о составе основной массы приходится судить по косвенным признакам — окраске и твердости пород: неизмененные (кайнотипные) породы - твердые, измененные (палеотипные) - средней твердости (нож оставляет черту); более кислые породы (исключая обсидиан) - светлее, несколько менее кислые и более богатые цветными минералами - темнее.

Главными минералами вкрапленников, имеющими диагностическое значение, являются плагиоклаз (олигоклаз, андезин), калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин или санидин), кварц, альбит и темноцветные минералы - пироксен, роговая обманка, биотит.

Трудность определения этих минералов связана не только с малыми размерами порфировых выделений (часто до 1—2 *мм),* но более всего с интенсивным, иногда полным изменением и замещением их вторичными минералами (в палеотипных породах): полевых шпатов — серицитом, каолинитом, карбонатом и др., темноцветных минералов — хлоритом, эпидотом и др. Поэтому в большинстве случаев отнесение горной породы в подгруппу кислых эффузивов можно рассматривать как конечный результат полевого определения. Тем не менее, особенно в случае свежих (кайнотипных) пород с относительно крупными вкрапленниками, удается более точно определить тип породы и визуально.

Ниже дается описание главных представителей кислых эффузивов.

Липарит

Название — по Липарским островам в Италии, близ Сицилии. Синоним — *риолит.*

Характерные признаки. Порода плотная или пористая, с порфировой структурой и полосатой флюидальной текстурой (следствие течения лавы). Основная масса скрыто-кристаллическая или стекловатая. Порфировые вкрапленники представлены преимущественно полевыми шпатами: плагиоклазом и санидином (бесцветным и обычно стеклянно-прозрачным), кварцем, иногда в небольшом количестве биотитом и (или) роговой обманкой [1]. Цвет белый, желтоватый, светло-серый, иногда розоватый. Разности со стекловатой основной массой иногда просвечивают в тонком сколе. Излом раковистый. Порода твердая. Уд. вес близок к 2,6.

Разновидность *фельзит* — без кварцевых вкрапленников; обычно афировой структуры.

Условия образования и нахождения. Залегает в виде куполов, лакколитов, игл и т. п.; менее характерны небольшие потоки и покровы. Происхождение магматическое (вулканическое). Кислые лавы очень вязки, и в процессе их извержения образуются большие массы пирокластического материала. Поэтому липариты постоянно сопровождаются накоплениями обломочных вулканических продуктов: туфов, туфобрекчий, вулканических агломератов и др. (см. пирокластические породы); очень характерно также широкое развитие кислых вулканических стекол и пемз.

Изменения выражаются в развитии по первичным минералам и стеклу тонкозернистого агрегата серицита, каолинита, кальцита, хлорита, кварца, эпидота-цоизита, гематита и др. Измененные (палеотипные) разности носят название *липаритового (риолитобого), кварцевого* или *фельзитового порфира.* При метаморфизме кварцевые порфиры преобразуются в *порфироиды* и *ортогнейсы.*

Липариты встречаются на Сев. Кавказе (р-н Минеральных Вод и Пятигорска, горы Машук, Бештау, Кинжал, Змейка, Железная и др.(Россия)), в Крыму (Карадаг), Армении, Азербайджане, на Камчатке (современные вулканы) и др. Кварцевые порфиры широко распространены на Урале, в Казахстане, на Алтае, в Ср. Азии и в ряде других мест.

Диагностика. Светлая окраска, почти постоянное присутствие вкрапленников кварца и санидина. Вкрапленники темноцветных минералов представлены в очень небольшом количестве или отсутствуют.

Практическое значение. Строительный камень. Некоторые кварцевые порфиры (алтайские и др.) используются как декоративный материал.

Обсидиан.

Название от лат. lapis Obsianus — камень Обсиуса, по име-ни римлянина, который впервые вывез породу из Эфиопии.

Характерные признаки. Структура стекловатая. Текстура однородная пли пятнистая, часто полосчатая**,** со следами течения (флюидальная) или брекчиевидная.

---

[1] При понижении содержания калиевого полевого шпата до 0—5% порода получает название *дацит* (эффузивный аналог кварцевого диорита).

Обсидиан — кислое вулканическое стекло, содержащее более 70 % SiO_2 и не более 1 % H_2O. Цвет серый, черный, красновато-бурый. В тонких сколах просвечивает зеленым или буроватым. Блеск стеклянный, глянцевый. Излом раковистый. Твердость высокая (царапает стекло). Уд. вес 2,2 - 2,3.

Разновидности — пехштейн и витрофир. *Пехштейн,* или *смоляной камень,* - вулканическое стекло с содержанием воды 1 – 10%, темной окраской и смоляным блеском. Состав пехштейнов может быть как кислым, так и основным пли щелочным (базальтовый, диабазовый, трахитовый, риолитовый и др. смоляные камни). В современном понимании термин *пехштейн* - собирательное название водных вулканических стекол с начавшейся раскристаллизацией, имеющих смоляной блеск. *Витрофир* (от лат. vitrum — стекло) — кислое вулканическое стекло, содержащее редкие порфировые выделения кварца, биотита, полевых шпатов.

Условия образования и нахождения. Формы залегания — небольшие потоки, купола, иглы. Происхождение вулканическое. Изменения практически отсутствуют. Встречается в большинстве районов развития молодого кислого вулканизма совместно с липаритами, пемзами, кислыми пирокластическими породами (Закавказье, Закарпатье, Забайкалье, Дальний Восток и др.).

Диагностика. Легко определяется по высокой твердости, яркому блеску, стекловидному облику и условиям нахождения в природе.

Практическое значение. Красивые разности используются как поделочный и декоративный камень.

Перлит.

Название от нем. Perle — жемчуг, по своеобразной структуре.

Характерные признаки. Структура сфероидальная: стекловатая в целом порода состоит из шариков, похожих на жемчужины, диаметром от 1 до 15 *мм,* которые либо вкраплены в стекло поодиночке, либо слагают всю породу. Текстура тонко-полосчатая флюидальная; бывает пористой, пузырчатой (шлаковидной) либо плотной. Состав аналогичен обсидиану; содержание воды до 5—6%. Цвет светло-серый, часто с голубоватым или желтоватым оттенком. Блеск восковой, эмалеподобный или шелковистый. Менее прозрачен, чем обсидиан. Твердость высокая. Хрупкий. Характерна концентрически-скорлуповатая *(перлитовая)* отдельность - результат растрескивания богатого водой вулканического стекла вследствие сжатия при остывании. Уд. вес 1,3—1,6 (до 30—40% объема породы составляют поры).

Условия образования и нахождения. Залегает обычно в центральных частях липаритовых куполов. Происхождение вулканическое. Изменения выражены слабо. Распространен там же, где и обсидиан, с которым перлит тесно ассоциирует и связан постепенными переходами; кроме того, встречается в Бурятии.

Диагностика. Характерный признак: вулканическое стекло с перлитовой отдельностью (мелкими скорлуповатыми шариками).

Практическое значение. За последние годы перлит завоевал важные области применения в строительной индустрии и в агротехнике. При быстром нагревании до 800 - 1000° он вспучивается, увеличиваясь в объеме в 8 - 14 раз и выделяя воду. Такой перлит является ценным тепло и звукоизоляционным и одновременно огнеупорным материалом; он используется как наполнитель бетона, штукатурки, красок и т. д. Добавка перлита в почву улучшает ее структуру и физические свойства.

Пемза.

Название от лат. pumex — пена.

Характерные признаки. Структура стекловатая. Текстура пенистая, пузыристая, губчатая. Пемзами в настоящее время называют вулканические стекла пузыристого или пенистого сложения. Состав пемз чаще кислый (см. обсидиан), реже средний. Цвет белый, светло-серый, желтоватый, реже розоватый, красноватый. Блеск матовый или шелковистый (у разностей, сложенных волосовидным вспенившимся стеклом). Излом неровный или раковистый. Твердость высокая. Объемный вес 0,4—0,9. Пористость ~ 80%. Плавает на воде.

Условия образования и нахождения. Тесно ассоциирует с вулканическими стеклами, туфами и пеплами. Образуется при бурном вскипании лавы вследствие выделения вулканических газов и паров при извержении. Изменения отсутствуют. Районы распространения - см. липарит. Главнейшие м-ния в Армении.

Диагностика. Ценный вид минерального сырья. Используется как абразивный материал, наполнитель легких бетонов, гидравлическая добавка к цементу и т.п.; также в быту.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Кислые, средние, горные породы»

1. Что такое диабазы? Какова форма их залегания?
2. Какой минеральный состав имеет диорит?
3. Охарактеризуйте эффузивные аналоги диорита.
4. Что такое гранитоид?
5. Какие минералы входят в состав гранита?
6. Какова структура и отдельность гранитов?
7. Какие вы знаете разновидности гранитов?
8. Какие акцессорные минералы встречаются в гранитах?
9. Что такое рапакиви?
10. Какие породы называются грандиоритами, аляскитом?
11. Какие формы залегания характерны для гранитов?
12. Что происходит при выветривании гранитных пород?
13. Какие существуют взгляды на происхождение гранитов?
14. Назовите эффузивные породы кислой и щелочной магмы.
15. Какие породы называются пирокластическими?
16. Что такое обсидиан, пемза?
17. Какие магматические породы относятся к щелочным?
18. Чем отличается сиенит от гранита?
19. Каков минеральный состав сиенита?

ЩЕЛОЧНЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Жильные горные породы

Пегматиты - в отличие от аплитов, характеризуются очень крупнозернистой (гигантозернистой) структурой и своеобразным прорастанием различных минералов. Так, наблюдается прорастание полевых шпатов кварцем, при этом полевые шпаты прорастают одинаково ориентированными зернами кварца.

По минералогическому составу пегматиты близки к аплитам.

Пегматиты во время застывания действуют растворяющим образом на соседние породы и впитывают в себя составные части их, благодаря чему в зоне контакта образуется целый ряд новых минералов, например андалузит, кианит и другие силикаты.

На значительном расстоянии от центра гранитной интрузии вместо пегматитов наблюдаются кварцевые образования, имеющие форму линз и неправильных жил в боковых породах.

С гранит - аплитами и граяит-пегматитами по внешнему виду очень сходны аплиты и пегматиты нефелиновых сиенитов, причем особенно часто встречаются породы типа аплитов. Нефелиновые пегматиты очень богаты редкими минералами.

Аплиты сиенитов, диоритов и других изверженных пород состоят главным образом из полевых шпатов. По внешнему виду они очень сходны с аплитами гранитов. Пегматиты сиенитов, средних и щелочных пород встречаются гораздо реже: обычно в них отсутствуют мусковит и турмалин, типичные для гранит - пегматитов редкие элементы распространены менее широко.

Гранитный пегматит.

Название от греч. πηγματος- крепкая связь, по свойственным пегматитовой структуре тесным взаимопрорастаниям кварца и полевого шпата.

Характерные признаки. Главные типы структур: гранитовая, письменная (собственно пегматитовая), блоковая. Пегматит гранитовой структуры - это крупно - или грубозернистая гранитная порода, в которой полевой шпат образует изометричные зерна размером 1—3 см, кварц же располагается между ними. В пегматите письменной (графической) структуры кварц образует систему вростков внутри относительно крупных моноблоков полевого шпата. Размер кварцевых вростков — от долей миллиметра до нескольких сантиметров; они имеют форму узкого клина, уголка, треугольника, угловатой скобки либо капле видную, червеобразную. В целом они образуют рисунок, несколько напоминающий древние письмена (отсюда названия структуры и самой породы: письменный гранит, еврейский камень). Пегматит блоковой структуры характеризуется относительно крупными мономинеральными обособлениями (блоками) полевого шпата и кварца размером обычно от 10 до 30 см и более, часто с крайне неравномерным их распределением. Главные типы текстур: массивная, участковая и зональная. Участковая текстура выражается в нахождении отдельных структурных разновидностей пегматита в виде различных по форме и размеру участков в преобладающей массе пегматита какой-либо одной структуры. Зональная текстура характеризуется распределением структурных разновидностей пегматитов в виде параллельных полог, пегматитов в виде параллельных полос (зон). Некоторые пегматиты содержат пустоты (занорыши) с наросшими на их стенки кристаллами топаза, берилла и горного хрусталя. Состав: главные минералы - полевые шпаты и кварц, присутствующие в соотношениях 2:1 или 3:1; второстепенные - биотит, мусковит, гранат, турмалин и др. Широко известны пегматиты, содержащие сподумен, лепидолит и другие минералы лития, различные разновидности берилла, полихромный и розовый турмалин, поллуцит, тантало-ниобаты и др. Цвет пегматита белый, розовый, серый, желтоватый, реже зеленый *(амазонитовые пегматиты).* По твердости, плотности и прочим физическим свойствам аналогичен граниту.

Условия образования и нахождения. Залегает в виде линз, жил и даек в гранитах или в метаморфических породах. Менее распространены сложные

штокообразные, трубообразные тела и пегматитовые массивы площадью в несколько квадратных километров.

Единства мнений о происхождении пегматитов в настоящее время нет. Одни исследователи (школа акад. А. *Е.* Ферсмана) считают, что пегматиты кристаллизуются из особого остаточного расплава, образующегося после затвердевания основной части гранитной магмы и обогащенного летучими компонентами (фтор, бор, фосфор, вода и др.). Другие авторы (школа акад. А. Н. Заварицкого) полагают, что пегматиты образовались в результате собирательной перекристаллизации (укрупнения зерен главных минералов) гранитных или аплитовых жильных пород. Последующее развитие процессов замещения с образованием альбита, мусковита, литиевых слюд, турмалина и других минералов признается всеми. Изменения при выветривании - см. гранит.

Пегматиты распространены преимущественно в областях развития метаморфических пород, прорванных крупными гранитными телами типа батолитов (Европейская часть СНГ, Украина, Урал, некоторые р-ны Ср. Азии, Казахстана, Забайкалья и Вост. Сибири).

Диагностика. Хорошо определяются по крупно- и гиганто-зернистой структуре, наличию графических разностей, преимущественно жильной форме залегания и составу.

Практическое значение. По характеру рудоносности гранитные пегматиты подразделяются на четыре типа: редкоземельный, мусковитовый, редкометальный и хрусталеносный. Пегматиты различных типов служат важнейшими источниками, керамического сырья, пьезооптических минералов (горного хрусталя, флюорита), слюды (мусковита), самоцветов, редких металлов (лития, тантала, цезия, бериллия и др.).

Аплит.

Название от греч. απλσοs- простой.

Характерные признаки. Структура равномерно- мелкозернистая (размер зерен до 1 – 2 мм). Некоторые выделения кварца могут быть крупнее зерен других минералов; для кварца характерны кристаллографически более правильные ограничения, чем для полевых шпатов. Текстура однородная (массивная) или полосчатая. Порода состоит из полевых шпатов (микроклин и плагиоклаз) - около 65 % и кварца - 30%. Темноцветные минералы (биотит, роговая обманка, пироксены, магнетит и т. д.) наблюдаются в ничтожных количествах либо отсутствуют вовсе. Обычные акцессорные минералы - мелкочешуйчатый мусковит, розовый гранат и турмалин. Цвет белый, желтоватый, розоватый. Порода твердая и весьма крепкая.

Условия образования и нахождения. Залегает в виде жил и даек, пространственно тяготеющих к гранитам и пегматитам. Иногда слагает приконтактовые зоны пегматитовых тел. Аплит — продукт быстрой кристаллизации остаточного гранитного расплава, приобретающий мелкозернистую структуру вследствие резкого падения давления и потери летучих соединений, в обстановке движений и трещинообразования в земной коре. Изменения как у гранитов. Тела аплита часто встречаются в гранитных массивах и пегматитах.

Диагностика. Отличие от аляскитов — жильная форма залегания и мелкозернистая структура; от альбититов, в том числе кварцсодержащих,— более высокая твердость, крепость и плотность.

Практическое значение. Не имеет.

*Лампрофиры***.** Кроме аплитов и пегматитов, встречается еще один тип жильных пород, называемых лампрофирами. Они характеризуются черным или темно-зеленым цветом и состоят преимущественно из темноцветных минералов биотита, роговой обманки или пироксенов. Ортоклаз и плагиоклазы играют в них лишь подчиненную роль. Нередко лампрофиры богаты вторичным кальцитом. В некоторых местностях с лампрофирами связаны месторождения золота и других полезных ископаемых.

Группа собственно щелочных горных пород. Подгруппа нефелиного сиенита-фояйита.

Мало распространенные горные породы: их доля среди магматических пород составляет 1%.К этой группе относятся породы с повышенным содержанием щелочей. Глубинными представителями их являются щелочные сиениты и некоторые другие породы. Все они характеризуются отсутствием известково-натриевых полевых шпатов и содержанием в качестве одной из главных со сходных с ними минералов, таких, как нефелин, канкринит, содалит, лейцит. Входящие в состав щелочных пород цветные минералы содержат обычно натрий.

Породы этой группы не имеют широко распространения и большого практического значения. Исключением служит группа нефелиновых сиенитов с излившимися аналогами – фонолитами.

*Нефелиновый сиенит***.**

Назван по составу сиенит, содержащий нефелин.

Характерные признаки. Структура полнокристаллическая, средне-, реже крупнозернистая. Текстура массивная, иногда полосчатая и трахитоидная, близкая к флюидальной с параллельной ориентировкой табличек полевого шпата и игольчатых минералов - эгирина и др. Состав г полевые шпаты (65 - 70%) - ортоклаз или микроклин и альбит (известково-натровый плагиоклаз редок); нефелин (около 20 %); темноцветные минералы (10 - 15 %) - преимущественно щелочные пироксены (эгирин, эгирин-авгит и др.) и амфиболы (арфведсонит, рибекит и др.), иногда железистый биотит (лепидомелан). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, эвдиалит, астрофиллит, перовскит и др. Цвет светло-серый зеленоватым или крясно-вато-желтоватым, а на выветренной поверхности часто голубоватым оттенком. Порода твердая, прочная. В зависимости от содержания темноокрашенного минерала различают следующие разновидности нефелиновых сиенитов:
м и а с к и т — биотитовый нефелиновый сиенит, ф о й я и т — роговообманковый или пироксеновый нефелиновый сиенит, иногда с биотитом, х и б и н и т — эгириновый нефелиновый сиенит. К ультращелочным породам относится у р т и т, состоящий из 82 - 85% нефелина, 12—16% эгирина, апатита и сфена. Иногда сфен содержится в значительных количествах.

Условия образования и нахождения. Формы залегания: штоки, лакколиты, крупные расслоенные интрузивные тела, жилы и др. Происхождение магматическое: продукт кристаллизации щелочной магмы; частично, возможно, метасоматическое. Изменения: разложение нефелина с образованием гидронефелина (см. часть первую. Минералы - нефелин). На выветрелой поверхности нефелиновых сиенитов характерны углубления - («оспинки»), образующиеся при разрушении нефелина, который в отличие от полевого шпата и кварца легче поддается химическому выветриванию. Встречается на Кольском п-ове (массивы Хибинский, Ловозерский и др.), на Урале (Ильменские и Вишневые горы), на Украине (Мариупольский массив близ Жданова), в

Ср. Азии (Туркестанский хр., Таласский Алатау и др.) и Вост. Сибири (Ужурский р-н Красноярского края: м-ния Кия-Шалтырь и Горячие ключи; Батагольский голец в Вост. Саяне, массивы Минусинского р-на, восточное побережье оз. Байкал в Бурятии) и др.

Диагностика. Светлая окраска, ассоциация полевых шпатов и нефелина, отсутствие кварца.

Практическое значение. Обусловлено высоким содержанием нефелина. При содержании $A1_2O_3$ более 23% нефелиновые сиениты становятся рудой на алюминий. Возможно использование как сырья для стекольного производства. С нефелиновыми сиенитами ассоциируют месторождения апатита, графита.

Некоторые нефелиновые сиениты характеризуются содержанием циркона и различных цирконо- и титаносиликатов.

Фонолиты — кайнотипные излившиеся аналоги нефелиновых сиенитов, тогда как нефелиновые, элеолитовые, породы являются палеотипными излившимися аналогами нефелиновых сиенитов. Термин «фонолит» означает «звонкий камень». Такое название породе дано в силу того, что при ударе молотком она звенит. Это – светлоокрашенные (серые) плотные массивные породы, состоящие главным образом из нефелина, санидина и цыетного компонента (эгирина, эгирин - авгита, щелочных амфиболов). Основными формами залегания являются потоки, покровы, куполы, жилы.

Весьма характерна для фонолитов тонкоплитчатая отдельность, что позволяет использовать их как кровельную черепицу.

Фойяит

Назван по горе Фойя в Португалии.

Характерные признаки. Структура полнокристаллическая, мелко- и среднезернистая. Текстура массивная или трахито-идная с параллельной ориентировкой табличек полевого шпата. Порода состоит из ортоклаза (около 57%), нефелина (20 - 25%) небольших количеств альбита и около 7% темноцветных минералов — щелочного амфибола, эгирина и незначительной примеси биотита. Акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит, магнетит, астрофиллит, эвдиалит и др. Фойяиты отличаются от других нефелиновых пород относительно высоким содержанием кремнезема, алюминия и щелочей и низким - железа и кальция, что выражается в лейкократовом характере фойяитов. Цвет желтовато-белый, серый, светло-серый. Порода твердая, прочная.

Условия образования и нахождения. Происхождение магматическое. Фойяиты играют существенную роль в строении Хибинского и Ловозерского массивов нефелиновых сиенитов (Кольский п-ов). В первом случае они слагают центральную часть массива, во втором в виде многократно повторяющихся «слоев» перемежаются с нефелиновыми сиенитами и уртитами. Изменения - см. нефелиновый сиенит. Порода редкая.

Диагностика. Светлая окраска, трахитоидная текстура, преобладание щелочных амфиболов среди темноцветных минералов и ортоклаза над нефелином в лейкократовой части (отличие от других нефелиновых пород). От гранитоидов отличается отсутствием кварца, присутствием нефелина и характерных второстепенных минералов (эвдиалит и др.); от основных и средних интрузивных пород — лейкократовым обликом.

Практическое значение. Не имеет.

ЩЕЛОЧНОЙ РЯД.

Группа ультраосновных-щелочных горных пород.

Подгруппа мельтейгита-ийолита-уртита

В подгруппу входят интрузивные породы, состоящие из пироксена и нефелина (в разных соотношениях) и не содержащие полевых шпатов.

Мельтейгит. Ийелит. Уртит.

Названия: мельтейгит - по местности Мельтейг (Норвегия); ийолит - по месту первой находки, холму Ийваара (Финляндия); уртит - по массиву Луявр-Урт (Кольский п-ов).

Характерные признаки. Структура полнокристаллическая, мелко- или среднезернистая. Текстура массивная или полосчатая с линейной ориентировкой темноцветных минералов.

Состав: мельтейгит — до 75% пироксена (титан - авгита или эгирин - авгита), до 40% нефелина; ийолит — примерно по 50% пироксена и нефелина; уртит — около 80% нефелина, порядка 10% эгирина. Все три породы составляют единый ряд, и границы между ними проводятся условно, по количественным соотношениям нефелина и пироксена. Второстепенные минералы: апатит, сфен, канкринит, кальцит, иногда шорломит. Цвет темно-зеленый, почти черный у мельтейгита, серо-зеленый у ийолита и серый у уртита. Породы твердые, прочные.

Условия образования и нахождения. Трубообразные тела кольцевого, часто зонального строения. При прямой зональности количество нефелина нарастает, а содержание пироксена убывает от центра массива к периферии. Происхождение магматическое: продукты кристаллизации ультраосновной – щелочной магмы.

Изменения: развитие канкринита, цеолитов и слюдистых минералов по нефелину; замещение кальцитом. Породы редкие. Встречаются в России на Кольском п-ове, на Таймыре, в Вост. Сибири (Вост.Саян, Красноярский край, Алдан), в Ср. Азии.

Диагностика. Определяются по отсутствию кварца и полевого шпата, ориентированным текстурам. Мельтейгит отличается более меланократовым обликом, преобладанием эгирина над нефелином; уртит, наоборот, светлой окраской и преобладанием нефелина. Ийолит занимает промежуточное положение.

Практическое значение. Самостоятельное значение имеют только уртиты как алюминевая руда, сырье для производства стекла, фарфора, цемента, для получения искусственного корунда. К комплексным ультраосновных – щелочных пород часто приурочены м-ния апатита, перовскита, магнетита. С ними бывают связаны также карбонатитовые м-ния (см.ниже).

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Щелочные и Жильные горные породы»

1. Какие сиениты называются нефелиновыми? Где они распространены, и какие полезные ископаемые с ними связаны?
2. Какие породы являются эффузивными аналогами сиенитов?
3. Какие магматические породы содержат оливин, какие кварц, какие нефелин?
4. Каково практическое использование магматических пород?
5. Какие магматические породы называются жильными? Назовите их.
6. Какой цвет и минеральный состав имеют аплиты и лапрофиры?

7. Что такое петрографическая провинция? Приведите примеры.
8. Какие полезные ископаемые генетически связаны с ультраосновными и основными интрузиями?
9. Рудные месторождения каких металлов генетически связаны с кислыми интрузиями?
10. С какими интрузиями связаны месторождения хрома, олова, никеля, меди, платины, вольфрама, апатитов, алмаза?

Тема 2.4.УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД.

План.

1. *Понятие осадочных горных пород и их классификация.*
2. *Условия образования обломочных, химических, биохимических пород, органических пород.*
3. *Отличительные особенности осадочных пород*
4. *Вещественный состав: химический и минеральный состав осадочных пород.*
5. *Структуры и текстуры осадочных пород.*
6. *Осадочная дифференциация.*
7. *Формы залегания осадочных пород.*
8. *Описательная характеристика осадочных горных пород:*
   а) обломочные горные породы (крупнообломочные, среднеобломочные, мелкообломочные, тонкообломочные);
   б) химические, биохимические породы (соли, латериты, бокситы, железистые, марганцевые, фосфориты);
   в) органические породы (кремнистые и карбонатные).
10. *Каустобиолиты.*

Общие сведения

Литология - это наука об осадочных горных породах. Она имеет своей задачей изучение осадочных пород и геологических процессов, с которыми связано их образование.

Глубинные и излившиеся горные породы, объединяемые под термином изверженных, называют первичными или материнскими. После своего образования претерпевают ряд коренных изменений. В результате действия экзогенных факторов первичные породы дают начало сложному комплексу видоизмененных, вторичных по происхождению осадочных пород.

Осадочные, горные породы - это геологические тела, образовавшиеся в верхних частях земной коры и на ее поверхности. Она формируются из осадков, возникших в результате переноса и отложения в водной и воздушной среде продуктов физического, химического и биологического выветривания. Таким образом, для их образования характерны условия, свойственные верхним частям земли, т.е. экзогенные (вода, атмосфера, тепло химических реакций, протекающих на поверхности земли, деятельность организмов, и т.д.), эндогенные (главным образом, тектонические, силы) и космические (тепло и радиация Солнца, сила тяготения Луны и др.).

Осадочные породы слагают верхнюю часть литосферы. Мощность их неодинакова, в одних местах она очень мала, а в других исчисляется километрами.

Хотя в общем составе земной коры осадочные породы (до 5%) и не играют существенной роли, но зато на поверхности литосферы на их долю приходится 75 % всей площади суши. Известно, что мощность осадочной оболочки колеблется от долей метра до 10 – 15 км, но по отношению к размеру Земли составляет ничтожно малую величину. Ниже осадочных образований обычно залегают метаморфические, реже магматические породы.

О с а д о ч н ы е горные породы подразделяются на пять подотделов по способу образования (табл.14):

1) *обломочные* породы – продукты преимущественно физического выветривания материнских пород и минералов с последующим переносом материала и его отложением в других участках;

2) *коллоидно-осадочные* породы – результат преимущественно химического разложения с переходом вещества в коллоидальное состояние (коллоидные растворы); сюда же включается и самые тонкие классы обломочных пород и остаточные породы кор выветривания;

3) *хемогенные* породы – осадки, выпадающие из водных, преимущественно истинных, растворов – вод морей, океанов, озер и других бассейнов химическим путем, т.е. в результате химических реакций или пересыщения растворов, вызванного различными причинами;

4) *биохимические* породы, включающие породы, образовавшиеся в ходе химических реакций при участии микроорганизмов, и породы, которые могут иметь двоякое происхождение: химическое и биогенное;

5) *органогенные* породы, образовавшиеся при участии живых организмов; отчасти эти породы являются непосредственными продуктами жизнедеятельности организмов и всегда содержат значительное количество останков отмерших животных и растений или же целиком построены из вещества органического происхождения.

Дальнейшее подразделение каждого из подотделов основано на различных признаках.

Так, обломочные породы разделяются по степени цементации на два параллельных ряда: *рыхлые* и *уплотненные (сцементированные)*. Каждый из рядов делится на группы по размеру обломочных частиц. *Грубообломочные* породы подразделяются еще по форме обломков (*окатанные* и *угловатые*), а также по минеральному составу – на *олигомиктовые* и *полимиктовые* (мало- и многоминеральные). В полимиктовых породах обломки могут быть представлены не только различными минералами, но и горными породами. Для определения грубо- и среднеобломочных сцементированных пород имеет значение минеральный состав *цементирующего вещества*.

В подотделе коллоидно-осадочных пород выделяется группа *глинистых* пород с двумя подгруппами *пластичных* и *непластичных* глинистых пород, которые классифицируются главным образом по характеру преобладающих в их составе глинистых минералов, а также группы пород, сложенных преимущественно гидроокислами алюминия, железа или марганца.

Хемогенные породы делятся на группы в соответствии с их химическим и минеральным составом.

Биохимические и органогенные породы также разделяются по составу: для систематики последних важно учитывать, за счет каких организмов (растений и животных) они образовались. Особое место среди органогенных пород занимают так называемые *каустобиолиты* (твердые горючие материалы), *нефти* и *битумы,* т.е. породы, почти целиком состоящие из органических веществ.

Условия образования осадочных горных пород.

Формирование осадочных пород происходит в поверхностной зоне Земли, в так называемой зоне осадкообразования, охватывающей верхнюю часть литосферы, гидросферу и нижние части атмосферы. Процесс этот длительный и сложный. Рассматривая его, можно выделить следующие более или менее четко выраженные стадии: 1) выветривание, 2) перенос и отложение продуктов выветривания, 3) диагенез и 4) эпигенез[1].

Выветриванием называют процессы разрушения горных пород на поверхности Земли и в ее верхнем слое. Главными факторами выветривания являются различные атмосферные агенты и жизнедеятельность организмов. В результате выветривания возникает материал, за счет которого образуются осадочные породы. Различают два типа выветривания - физическое и химическое.

Физическое выветривание. В результате физического выветривания происходит механическое раздробление массивной породы на обломки различных размеров. Главными факторами этого процесса являются резкие колебания температуры, механическое воздействие воды, льда и ветра.

Химическое выветривание. Процессы, протекающие при химическом выветривании, приводят к изменению химического и минерального состава пород. Основная движущая сила этих процессов заключается в неустойчивости минералов магматического происхождения в зоне осадкообразования, физико-химические параметры которой существенно отличаются от более глубоких горизонтов литосферы, в условиях которых формировались магматические породы.

Химическое выветривание обусловлено наличием в зоне осадкообразования кислорода, воды и углекислоты.

С присутствием кислорода воздуха, а также кислорода, растворенного в грунтовых водах, связаны окислительные процессы.

Коры выветривания. В определенных тектонических и климатических условиях в результате химического выветривания на месте залегания материнских пород возникает кора выветривания, состоящая из новообразованных и унаследованных от материнских пород минералов, в то время как вещества, перешедшие в раствор, выносятся за пределы зоны выветривания.

Важнейшими предпосылками для образования кор выветривания являются обилие тепла и влаги. Химическое выветривание протекает наиболее энергично при более высокой температуре (известно, что при повышении ее на 10°С скорость всех химических реакций увеличивается примерно в 2-—2,5 раза). Не менее важную роль играет большое количество метеорных осадков, способствующих гидролизу силикатов и алюмосиликатов и обеспечивающих вынос веществ, перешедших в

[1]В настоящее время отсутствует единое мнение о наименовании последней стадии. Учитывая, что термин «эпигенез» имеет широкое значение, некоторые авторы предлагают называть начальный этап преобразования породы катагенезом, а более глубокие её изменения - метагенезом

раствор. Наряду с особенностями климата огромное значение имеет характер рельефа и тектонический режим территории. Химический процесс в зоне выветривания завершается лишь в случае длительного сохранения продуктов разрушения на месте их образования, что может осуществиться лишь на территории с равнинным или слабо расчлененным рельефом при условии ее статического положения или медленного поднятия.

Процессы выветривания приводят к образованию месторождений полезных ископаемых. К их числу принадлежат месторождения алмазов, золота, хромита, каолина, бокситов, никеля, кобальта, марганца. В результате химического выветривания происходит обогащение сульфидных месторождений цветных металлов.

Перенос и отложение продуктов выветривания (седиментогенез).

Процессы переноса и отложения осадочного материала неразрывно связаны и составляют единую стадию осадкообразования - седиментогенез.

Преобладающая часть продуктов выветривания выносится из зоны выветривания и отлагается вдали от места разрушения материнских пород. Основными агентами переноса являются текучие воды, движущийся лед и ветер. Значение этих агентов различно для различных климатических зон. В связи с этим целесообразно рассмотреть условия осадкообразования раздельно в зонах гумидного, аридного и нивального климата. Гумидный климат характеризуется преобладанием количества метеорных осадков над испарением и температурными условиями, разрешающими существование воды в жидкой фазе по крайней мере в течение теплой части года; аридный (засушливый) климат отличается преобладанием испарения над массой атмосферных осадков; нивальный (ледовый) - отсутствием воды в жидкой фазе и отрицательными температурами на протяжении почти всего года.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме:
«Условия образования осадочных горных пород и их классификация»

1. За счет чего образуются осадочные породы?
2. Охарактеризуйте процессы выветривания.
3. В каком виде могут переноситься продукты выветривания?
4. Что такое диагенез?
5. Как классифицируются осадочные породы?
6. Что такое литология?
7. Что такое седиментогенез?

СТРУКТУРА, ТЕКСТУРА, ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ФОРМА ЗАЛЕГАНИЯ, ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Осадочная дифференциация вещества.

Понятие об осадочной дифференциации вещества ввел в литологию Л. В. Пустовалов в 1940 г. Сущность представления об осадочной дифференциации заключается в том, что при разрушении материнских пород, а также при последующем переносе и отложении осадочного материала происходит его разделение (дифференциация) по размеру частиц, плотности и химическим свойствам. В результате этого в бассейнах конечного стока отлагается не пестрая

смесь всевозможных компонентов, а происходит их раздельное накопление, что обусловливает формирование осадков определенного состава.

Л. В. Пустовалов различает два типа осадочной дифференциации: механическую и химическую. Одновременно он подчеркивает единство этих процессов, выражающееся в том, что они могут протекать одновременно, взаимно перекрывая друг друга.

Механическая дифференциация проявляется в сортировке обломочных частиц в зависимости от их размера, формы и плотности, обусловленной уменьшением энергии потоков, переносящих обломочный материал.

Крупные и более тяжелые обломки отлагаются вблизи места их образования, в то время как мелкие и более легкие частицы уносятся от области сноса значительно дальше. В результате такой сортировки горные области окаймляются полосой грубообломочных осадков, сменяющихся по мере удаления от источника сноса последовательно песчаными и глинистыми отложениями. Сортировка обломочных частиц по плотности приводит к образованию россыпных месторождений золота и платины, приуроченных к горным участкам рек, характеризующимся высокой подвижностью водной среды.

Дальность переноса зависит также в определенной степени и от формы обломочных частиц: сферические частицы, обладая высокой скоростью падения, оседают первыми, в то время как пластинчатые чешуи вследствие большой их плавучести уносятся дальше. Примером могут служить пластинки слюды, намного «обгоняющие» зерна других минералов.

Химическая **дифференциация** вещества заключается в последовательном осаждении соединений из водных растворов соответственно их растворимости. Л. В. Пустовалов разработал схему, показывающую очередность выпадения в осадок различных компонентов, формирующих главные типы осадочных пород (рис. 54)

Физико – химическая дифференциация «коллоидного материала».

Хемобиогенная – осаждение и дифференциация вещества благодаря жизнедеятельности организмов.

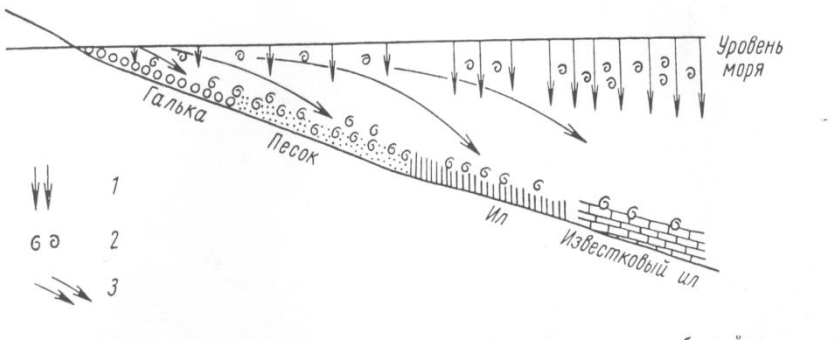


Рис.53 Схема осадочной дифференциации вещества в водном бассейне:
1 – хемогенная, 2 – хемобиогенная, 3 – механическая и физико-химическая дифференциация

Химическая – осаждение и разделение вещества истинных растворов.

В различных обстановках обычно проявляются все типы дифференциации (в водных бассейнах), но в определенный период времени в данном месте преобладает один какой – либо тип дифференциации, определяя характер осадков (рис.53).

на значительные расстояния. Наиболее легко растворимые соединения - соли, переносятся далеко от места разрушения материнских пород и осаждаются в конечных водоемах лишь в результате значительного увеличения их концентрации в растворе. Указанные процессы приводят к тому, что в природе локально существуют

определенные типы осадочных пород - карбонатные, кремнистые, фосфатные, железистые, галоидные и др.

Продукты осадочной дифференциации, соседние по расположению в рассмотренной выше схеме, обычно встречаются совместно. Так, например, гипсы часто переслаиваются с доломитами и каменной солью, но никогда не ассоциируются с бурыми железняками и фосфоритами.

Н. М. Страхов подчеркивает, что осадочная дифференциация действительно играет большую роль в образовании и распределении в земной коре осадочных пород и полезных ископаемых, но в то же время считает, что схема, предложенная Л. В. Пустоваловым, не учитывает многих реально действующих факторов и поэтому не отражает действительного хода осадкообразования. Дифференциация осадочного вещества зависит не только от химических свойств самого вещества, но в значительной мере и от условий среды, в которой происходит перенос и отложение осадочного материала.

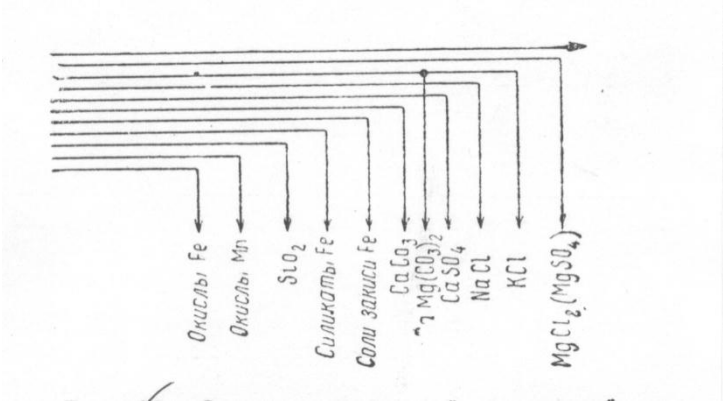


Рис.54 Схема химической осадочной диф – ференциации вещества (по Л.В.Пустовалову)

Таким образом, подчеркивается роль климатического и тектонического факторов, характера жизнедеятельности организмов, физико-химических параметров водной среды, в которой происходит осаждение осадков и т. д. Перечисленные факторы в конкретных геологических условиях вызывают отклонения от рассмотренной выше схемы.

Например, соленые морские воды способствуют коагуляции коллоидных частиц железа и марганца, вследствие чего последние отлагаются в прибрежной зоне совместно с песчаными осадками. В рассматриваемом случае возникают породы, сложенные одновременно продуктами химической и механической дифференциации.

Значительные изменения в схему осадочной дифференциации вносит жизнедеятельность организмов, в определенных условиях концентрирующих ряд соединений и способствующих накоплению их в осадке (например образование углей).

Большую роль играет тектонический фактор. Условия образования осадков в геосинклинальных зонах и на платформах существенно различны. Для геосинклиналей характерна значительно большая скорость накопления осадков, чем на платформах, преобладание обломочного материала над хемогенным, активное проявление вулканической деятельности, оказывающей существенное влияние на ход осадкообразования.

Диагенез

Диагенез - совокупность процессов, превращающих осадок в породу. Сущность этих процессов состоит в физико-химическом уравновешивании сложной и многокомпонентной системы реакционноспособных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры.

Твердые вещества, осаждающиеся и неподвижно сохраняющиеся на дне бассейна, образуют осадок. По представлениям Н. М. Страхова (1960), свежесформированный илистый (глинистый) осадок обычно представляет собой

рыхлое насыщенное водой полужидкое тело, имеющее весьма разнообразный химико-минералогический состав. Важнейшим свойством такого осадка является отсутствие физико-химического равновесия между слагающими его твердыми, жидкими и газообразными веществами. Так, наряду с наличием в осадке свободного кислорода и различных богатых кислородом соединений, таких, как (SO_4^{-2}), $Fe_2O_3nH_2O$ и др., здесь присутствуют разлагающиеся останки животных и растений, создающие восстановительную среду. Развивающиеся в осадке микроорганизмы поглощают и выделяют в процессе жизнедеятельности различные химические соединения - сероводород, углекислоту и др., вступающие в реакции с компонентами осадка.

Эпигенез.

Эпигенезом называется совокупность процессов, изменяющих осадочные породы в период их существования до начала выветривания или до перехода в метаморфические породы.

В результате эпигенеза преобразуется строение породы, разрушаются одни минералы и возникают другие, более устойчивые в новых условиях.

В отличие от диагенетических процессов, вызванных внутренней неустойчивостью осадка при изменении физико-химических параметров обстановки, причины эпигенеза обусловлены воздействием на породу внешних сил. Основные факторы эпигенеза - давление вышележащих толщ, возрастание температуры, связанное с погружением породы, напряжения, возникающие при горообразовательных процессах, подземные воды, циркулирующие в осадочных породах.

Эпигенез проявляется повсеместно как на платформах, так и в геосинклинальных областях. Мощность осадочной толщи может быть различной - от первых сотен метров до 5 - 4 км. Судя по глубине залегания и непосредственным замерам в буровых скважинах, эпигенетические изменения происходят при температуре от 30—50 до 150—200°С и давлении от 100 - 200 до 1 500 - 2 000 атм *.

Классификация осадочных пород

Общепринятой классификации осадочных пород пока не существует. Отдельные специалисты предпочитают ту или иную из них. Но во всех случаях она базируется на генетическом подходе, причем выделяются рассмотренные, выше генетические группы пород:

1) породы обломочные - механические осадки; 2) породы - химические осадки и 3) органогенные породы. Разногласия отдельных схем заключаются в толковании объемов той или иной группы и в отнесении отдельных конкретных пород к этим группам. Поскольку предлагаемый курс является очень кратким, постольку приведенное грубое деление является достаточным. Укажем здесь только, что и между этими группами существуют многочисленные переходы. Точно так же, как и между отдельными типичными породами: представим себе, например, известковистый песчаник, где цемент состоит из химически осажденного кальцита, а песчинки, - кварцевые обломки или зерна - что это «химический осадок» или «обломочная порода» и, наконец, где граница между «песчанистым известняков» или «известковым песчаником»? Конечно, такая граница может быть только условной. Второй пример: как назвать «обломочной» или «органогенной» породой известняк, образованный скоплением битой и отчасти скатанной ракушки, и т. д.

Совершенно особняком стоит группа вулканогенно-осадочных пород. Сюда относятся собственно вулканические туфы, образующиеся непосредственно при вулканических извержениях, и различные туфопесчаники и туфобрекчии, представляющие собой продукт цементации различного рыхлого материала вулканогенного происхождения.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Структура осадочной породы определяется размером и формой ее минеральных компонентов, *текстура* - их взаимным расположением и ориентировкой в пространстве. Структура и текстура характеризуют строение породы.

Изучение особенностей строения осадочных пород имеет большое значение при решении вопросов стратиграфии, тектоники, палеогеографии. Не меньшую роль играет изучение структур и текстур при геологической интерпретации данных геофизических исследований, а также в грунтоведении и гидрогеологии, так как физико-механические свойства осадочных пород зависят не только от состава, но также от их строения.

Структуры

В настоящее время отсутствует единая классификация структур осадочных пород. В связи с этим представляется наиболее удобным рассмотреть отдельно структуры обломочных, глинистых, химических и биохимических пород.

Структуры обломочных пород

Для того чтобы охарактеризовать структуру обломочной породы, необходимо определить размеры и форму обломочных зерен, строение цементирующего материала и взаимное отношение обломков и цемента.

Размер зерен. При петрографическом изучении обломочных пород чаще всего используется десятичная классификация структур, принцип построения которой заключается в том, что конечные размеры, характеризующие ее основные подразделения, превосходят друг друга в 10 раз (табл. 7).

Многие исследователи, основываясь на изменении гидродинамических, минеральных и иных свойств обломочных частиц, за верхний и нижний пределы псаммитовой структуры принимают 2 и 0,05 мм.

Таблица № 7

Структуры обломочных пород

Диаметр обломочных зерен, мм	Структура
> 1	Псефитовая (грубообмолочная)
1 – 0,1	Псаммитовая (песчаная)
0,1 – 0,01	Алевритовая
< 0,01	Пелитовая

Определенный структурный тип устанавливается для породы в том случае, когда содержание в ней какой-либо фракции (песчаной, алевритовой и др.) превышает 50% общего количества обломочных компонентов. В случае неоднородного гранулометрического состава возможны структуры переходного типа (например алевропсаммитовая).

Величина зерен оказывает заметное влияние на прочность обломочных пород. Как правило, породы, состоящие из более мелки зерен, имеют большую прочность и устойчивость к выветриванию, чем породы такого же минерального состава, но более

крупнозернистой структуры. Среди обломочных сцементированных пород наиболее устойчивы и прочны равномерно-среднезернистые и мелкозернистые песчаники, а также алевролиты. Песчаники грубо – и крупнозернистой структуры и грубообломочные породы выветриваются и разрушаются значительно легче.

Структуры химических и биохимических пород.

Наиболее важным структурным признаком для группы химических и биохимических пород является форма зерен, которая в этих породах зависит как от свойств самих минералов, так и от условий их возникновения и роста. Величина зерен сравнительно легко изменяется в результате перекристаллизации и поэтому играет второстепенную роль.

В группе химических пород по форме зерен различают следующие структуры:

1) идиоморфную, 2) аллотриоморфную, 3) колломорфную.

Идиоморфная - наблюдается в породах, состоящих из зерен правильной кристаллографической формы.

Аллотриоморфная – характерна для пород, в которых преобладающая часть зерен имеет неправильную форму.

Колломорфная – характеризуется тем, что порода макроскопически однородна, но при значительном увеличении видно, что она состоит из минеральных частиц сферической или неправильной изометрической формы, прошедших при своем образовании

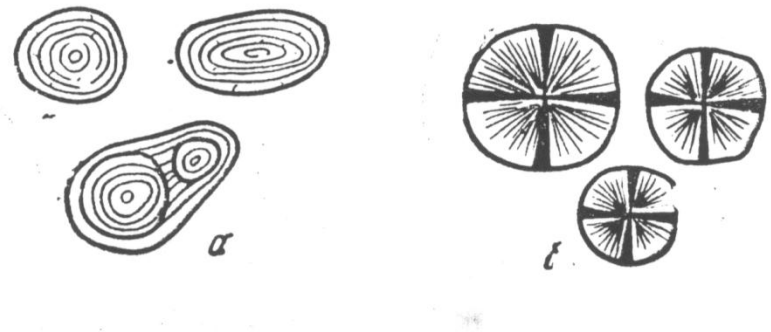


Рис.55 Оолиты и сферолиты:
а – оолиты, увел.40, николи II, б – сферолиты, увел. 40, николи +.

коллоидную стадию. Наиболее часто встречаются колломорфные выделения глауконита, опала, пирита, фосфатных и некоторых других минералов.

Большим распространением в породах химического происхождения пользуются такие минеральные образования, как оолиты и сферолиты, возникающие в результате концентрации вещества и его отложения вокруг какого-либо центра кристаллизации. Наиболее часто оолитовая и сферолитовая структуры встречаются в карбонатах, фосфатах, железистых и алюминиевых породах.

Оолиты - минеральные образования округлой или эллипсоидной формы, характеризующиеся концентрически-слоистым строением. Размеры оолитов - от долей миллиметра до 2 мм. Более крупные округлые образования называют пизолитами. Оолиты и пизолиты состоят обычно из ядра и концентрических оболочек (рис. 55а). Ядром могут служить песчинки или мелкие обломки раковинок, вокруг которых происходит послойное нарастание аутигенного минерального вещества. Иногда совместно с оолитами наблюдаются псевдоолиты, бобовины или ооиды - образования, характеризующиеся такой же, как у оолитов, формой, но лишенные их концентрического строения.

Сферолиты представляют собой кристаллические агрегаты, состоящие из тонких игольчатых кристаллов, расположенных радиально вокруг центра кристаллизации (рис. 55б). В скрещенных николях в сферолите виден черный крест, ветви которого параллельны нитям окуляра и не меняют своего положения при вращении столика микроскопа.

В породах биогенного происхождения выделяют структуры биоморфную (цельнораковинную) и органогенно-детритовую (порода сложена обломками раковин). Значительно реже встречается органогенно-обломочная структура, которая возникает в том случае, когда обломки раковинок вследствие переноса приобретают скатанную форму.

Полная структурная характеристика породы должна учитывать как форму, так и величину зерен. По размеру зерен различают структуры кристаллически-зернистые (размер зерен более 0,01 мм) и скрытокристаллические (размер зерен менее 0,01 мм). Классификация структур химических и биохимических пород по размеру зерен показана в табл.8.

Размеры и форма зерен оказывают значительное влияние на физико-механические свойства пород. Крупно – и грубозернистые породы имеют меньшую прочность и легче разрушаются при выветривании по сравнению с породами более мелкозернистыми.

В эпигенетически измененных породах наблюдаются структуры перекристаллизации (укрупнение зерен) или грануляции (уменьшение размеров зерен), замещения и разъедания. В породах, характеризующихся структурами перекристаллизации и замещения, прочность возрастает, а в породах со структурами разъедания – понижается.

Таблица 8

Размер зерен, мм	Структура
> 1	Грубозернистая
1 – 0,25	Крупнозернистая
0,25 – 0,1	Среднезернистая
0,1 – 0,05	Мелкозернистая
0,05 – 0,01	Микрозернистая
0,01 – 0,0001	Афанитовая
< 0,0001	Колломорфная
Разные	Неравномернозернистая

Текстуры.

При изучении осадочных пород обычно различают внутрипластовые текстуры и текстуры поверхности напластования.

Внутрипластовые текстуры характеризуют распределение материала в вертикальном разрезе толщи, т.е. перпендикулярно наслоению слагающих её пород. Наиболее характерной особенностью строения осадочных пород является их слоистость. В том случае, когда слоистость отсутствует, текстуру называют беспорядочной. В породах с беспорядочной текстурой слагающие породу частицы располагаются без всякой ориентировки[1].

1 -Подобную текстуру магматических и метаморфических пород принято называть массивной

Беспорядочная текстура особенно характерна для песков и грубообломочных пород. Более редкими внутрипластовыми текстурами являются текстуры взмучивания и оползания осадка, микроплойчатость, сутуро-стилолитовая, фунтиковая и ряд биогенных текстур.

На поверхностях напластования наблюдаются трещины усыхания, ископаемая рябь, следы капель дождя и града, слепки различных кристаллов, борозды, царапины, следы жизнедеятельности организмов и, наконец, гиероглифы – скульптурные образования невыясненного происхождения.

К текстурным признакам можно также отнести пористость и присутствие в породах конкреций.

Внутрипластовые текстуры

Слоистость. Слоем называется геологическое тело, имеющее более или менее однородный состав по простиранию. Мощность слоя может изменяться в широких пределах, но она всегда значительно меньше его протяженности в длину и ширину. Один слой отличается от другого минеральным составом, структурными или текстурными особенностями. Обычно слои ограничены снизу и сверху поверхностями наслоения, представляющими собой уплотненные плоскости, по которым слои легко отделяются друг от друга. Д. В. Наливкин считает наличие плоскостей наслоения одним из главных признаков слоя. М. С. Швецов и некоторые другие исследователи допускают, что присутствие плоскостей наслоения не обязательно и переход от одного слоя к другому может быть постепенным. Чередование слоев называется слоистостью. Слоистость является наиболее характерным признаком осадочных пород.

Помимо термина «слой», в практике.часто употребляется термин «пласт», обозначающий в сущности то же, что и «слой». Однако чаще всего пластами называют слои полезных ископаемых - угля, соли и т. п.

Основным фактором, определяющим формирование слоистости, являются тектонические процессы. Пульсационные колебательные движения вызывают преобразование рельефа в области сноса, смещение береговой линии, увеличение или уменьшение глубины седиментационного бассейна - все эти явления способствуют прерывистым изменениям условий осадконакоплення, что и служит причиной образования слоистых текстур. Так, например, в условиях поднятия размывающейся суши увеличивается вынос обломочного материала в область накопления, изменяется его гранулометрический состав - этому этапу может соответствовать появление в разрезе конгломератов. Менее существенными причинами образования слоистости являются периодические климатические изменения, влияние временных потоков, вулканические извержения, жизнедеятельность организмов и т. п.

Формирование слоистости не ограничивается временем осадко-накопления и продолжается в диагенезе и эпигенезе. Возникающие в этот период конкреции и стилолиты подчеркивают неоднородность осадочных толщ в разрезе и тем самым способствуют образованию слоистости.

Последовательность слоев, их чередование характеризуются определенными закономерностями. Неоднократно повторяющаяся в разрезе пачка слоев называется ритмом. Причиной ритмичности является закономерная периодическая смена природных явлений, обусловливающих образование слоистых текстур. Полного тождества в повторяющихся ритмах никогда нет, так как они отражают поступательный ход процесса, совершающегося не по кругу, а по спирали. Примером

такой ритмичной слоистости является строение флишевых толщ, сложенных однообразным набором двух-трех (реже четырех) пород. Менее резко, но все-же достаточно определенно проявляется ритмичное строение в угленосных отложениях.

От слоистости следует отличать пластовую отдельность - способность породы раскалываться при выветривании (или механическом воздействии на нее) по определенным направлениям, называемым плоскостями отдельности. В зависимости от состава пород, в которых проявляется отдельность, образуются различные ее формы - в песчаниках и известняках обычно развивается параллелепипедная или кубовая отдельность, в глинах - плитчатая. Пластовая отдельность возникает в результате внутренних напряжений сжатия, причиной которых является уплотнение осадка под воздействием давления вышележащих толщ.

В результате воздействия направленных давлений, обусловленных тектоническими силами, в породах возникают трещины (кливаж), которые иногда затушевывают не только пластовую отдельность, но и слоистость.

Слоистая текстура является причиной четко выраженной анизотропности физико-механических свойств осадочных пород. Прочность в направлении, параллельном слоистости, обычно значительно меньше, чем в направлении, ей перпендикулярном, в то время как для фильтрационной способности характерна обратная зависимость. Породы со слоистой текстурой менее устойчивы по отношению к выветриванию. В глинах плоскости слоистости обычно являются ослабленными зонами, которые в определенных условиях подвержены различным деформациям (например оползням).

Морфология слоистых текстур обусловлена главным образом характером движения среды, из которой отлагался осадок. При всем разнообразии слоистых текстур обычно выделяют три главных типа: параллельную (горизонтальную), косую и волнистую слоистость.

Параллельная слоистость является наиболее распространенной в осадочных породах, поэтому называется также нормальной. Характеризуется она прямолинейностью слоев и значительной протяженностью их по простиранию. Чередование слоев происходит параллельно плоскости напластования. Параллельная слоистость может быть весьма разнообразной: ленточной - в том случае, когда тонкие слойки, отвечающие сезонным изменениям, образуют повторяющиеся пары, ритмичной (см. выше) и т. д. Условием образования параллельной слоистости является отсутствие движения воды в придонной части бассейна.

Отдельность осадочных пород. Породы на поверхности Земли раскладываются по определенным направлениям, образуя куски различной формы и размера, так называемые *формы отдельности.*

Осадочные породы на большой глубине представляют собой более или менее монолитные тела, лишенные трещин, вернее трещины закрыты под давлением вышележащих толщ. На поверхности Земли при выветривании они раскалываются по определенным направлениям. Этими направлениями являются поверхности напластования и минимум две перпендикулярные к ней системы трещин отдельностей. В результате образуются разные формы отдельности: параллелепипедная, плиточная, кубовидная, ромбовидная и др.

Размер отдельности зависит от состава и свойств пород. В песчаниках и известняках размер отдельности измеряется десятками сантиметров и метрами (в грубых отдельность крупнее, в тонких – мельче). В алевролитах, кремнистых

породах, некоторых известняках размер отдельности измеряется сантиметрами и десяткам сантиметров.

В аргиллитах, ископаемых отдельность измеряется сантиметрами и десятками сантиметров. В аргиллитах и глинах коллоидного происхождения форма отдельности неправильная – оскольчатая, иногда концентрическая, поверхности разлома имеют раковистый вид. Все описанные выше типы отдельности обязаны своим происхождением внутренним напряжением сжатия, возникающим в веществе при превращении осадка в породу. Этот тип отдельности получил название *эндогенной отдельности*.

В отличие от эндогенной отдельности выделяют экзогенную отдельность, происхождение которой связано с внешними по отношению к породе тектоническими силами. Она возникает в результате перемещения масс внутри пластов и проявляется весьма разнообразно. Известны плитчатая, гребенчатая, клиновидная, конусовидная, пирамидальная, грифельная, щеповидная и другие формы экзогенной отдельности

Размер отдельности зависит от состава и свойств горных пород и характера тектонических движений. В крупнозернистых породах размер отдельности всегда больше, в тонкозернистых – меньше. Трещины экзогенной отдельности несут следы перемещения одной части породы по другой и поэтому представляют собой либо пришлифованные – зеркальные поверхности, либо гребенчатые и исштрихованные (кливаж разрыва). Иногда трещины экзогенной отдельности накладываются на трещины эндогенной отдельности.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Структура, текстура, химический и минеральный состав, форма залегания и дифференциация осадочных пород».

1. Как разделяются осадочные породы по месту образования?
2. Как залегают осадочные породы?
3. Чем обусловлена слоистость осадочных пород?
4. Какие минералы характерны для осадочных пород?
5. Какая структура называется детритусовой?
6. Что такое осадочная дифференциация?
7. Виды осадочной дифференциации.
8. Перечислить текстуры осадочных пород.
9. Перечислить структуры обломочных пород.

ТЕМА2.5. ОБЛОМОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ.

1. *Классификация обломочных горных пород.*
2. *Описательная характеристика обломочных горных пород.*

Классификация обломочных пород. В основу классификации обломочных пород положены их структура (размер частиц), наличие цемента и минералогический состав.

По структуре выделяются грубообломочные – *псефитовые* (d>1мм), песчаные – *псаммитовые* (d=1 - 0,05мм), пылеватые – *алевритовые* (d=0,05 – 0,005мм) и глинистые - *пелитовые* породы (d<0,005мм). Наряду с этой классификацией среди

геологов получила распространение и другая, в которой граница между пылеватыми и песчаными частицами проводится по 0,1 мм, а между пылеватыми и глинистыми частицами – по 0,01 мм

Грубообломочные породы – псефиты. К псефитам относятся различные рыхлые (гравий, галька, щебень) и сцементированные (конгломераты, брекчии) продукты физического выветривания. Они бывают поликомпонентные, или полиминеральные (из обломков различных пород и минералов), олигомиктовые (из компонентов 2-3 видов) и мономинеральные (из обломков одной породы или минерала). Полиминеральные разности распространены наиболее широко.

Структуры грубообломочных пород псефитовые и псаммо-псефитовые с различной структурой цемента. Цемент может быть известковым, кремнистым, железистым, фосфатным, глинистым, песчаным. Текстуры – слоистые (часто косо- и диагонально-слоистые) и неслоистые. Грубообломочные породы залегают в виде слоев, пластов, линз различной мощности.

Галечники и конгломераты образуются в морях и озерах, в речных долинах, в результате перемыва морены, в области предгорий, иногда благодаря деятельности ветра.

Грубообломочные породы встречаются в отложениях самого различного возраста. Обычно они образуются вблизи горных сооружений во время их интенсивного поднятия. Месторождения галечника и щебня широко распространены в горных местностях и на берегах морей и озер. Галька и щебень применяются как балластный материал и для приготовления бетона. Некоторые конгломераты и брекчии используют как декоративный материал. Применяются они также для мощения дорог и как бутовый камень. Иногда галечники и конгломераты являются вместилищем ценных полезных ископаемых.

Песчаные породы – псаммиты. К песчаным породам относятся пески и песчаники. По размеру частиц пески и песчаники подразделяются на крупнозернистые (1,0-0,5 мм), среднезернистые (0,5-0,25 мм) и мелкозернистые (0,25-0,05 мм). Некоторые авторы выделяют также тонкозернистые пески с преобладанием фракции 0,10-0,005 мм и грубозернистые пески – 2,0-1,0мм (Рухин, 1969 и др.).

Гранулометрический состав песчаных пород определяется путем рассеивания на стандартном наборе сит (пески) и подсчета зерен различной размерности в шлифах (песчаники). При рядовом техническом анализе определяют содержание 5-7 размерных фракций, при изучении песков в генетических целях определяется содержание 19 или 30 фракций и вычисляется полный ряд статистических коэффициентов (об этом см. более подробно в разделе о гранулометрическом анализе).

Песчаные породы состоят из обломочных (аллотигенных) и аутигенных минералов. Среди обломочных минералов породообразующими являются кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит, обломки горных пород. Присутствие глауконита требует специальных разъяснений. Глауконит образуется в морских осадках (глауководный шельф, континентальный склон) в стадии диагенеза.

Мономинеральные и олигомиктовые породы другого состава встречаются значительно реже.

Песчаные породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюды, называют *аркозами* или *аркозовыми* песчаниками. Они представляют собой продукты разрушения гранитов и гнейсов. Содержание полевых шпатов в аркозах более 20%,

присутствуют также обломки пород (небольшое количество) и цемент, который обычно представлен гидрослюдой, каолинитом или карбонатами.

Граувакками первоначально называли песчаники, состоящие из обломков основных изверженных пород, имеющие крупный размер частиц и плохую сортировку материала. Такие представления сохранились и у ряда современных авторов.

Переходные породы между аркозами и граувакками представляют собой *литоидные* (или литические) *аркозы*, или *полевошпатовые граувакки* (субграувакки американских авторов). Песчаные породы, в составе которых все три компонента (обломки пород, кварц и полевой шпат) содержатся в количестве более 20%, относятся к смешанным и могут быть названы аркозо-граувакками.

Структуры песчаных пород – псаммитовые, псаммо-псефитовые, псаммо-алевритовые, псаммо-пелитовые. В измененных и мктаморфиованных песчаниках наблюдаются мозаичные конформно-регенерационные, стилолитовые шиповидные и бластопсаммитовые структуры.

Текстуры – слоистые: косо- и диагонально-слоистые, волнистые, горизонтально-слоистые.

Кварцевые песчаники обычно светлые, белые, редко темные (с магнетитом или органическим веществом), бурые и красно-бурые (с железистым цементом), полевошпатовые и аркозовые – розовые и красные, грауваковые – зеленовато-серые, темно-серые до черных; глауконитовые песчаники окрашены в зеленые тона.

Песчаные породы образуются в различных условиях. Ниже дается краткая характеристика основных генетических типов песчаных пород.

Обычно песчаные породы речного генезиса содержат крупные (стволы, ветки деревьев) и мелкий растительный детрит и иногда пресноводную фауну (пелециподы) и кости позвоночных.

Песчаные породы речного генезиса встречаются в виде полос или лент, вытянутых в направлении речных долин. В русловых песках равнинных рек присутствует мелкая галька и гравий, в песчаных осадках горных рек галька является обычным компонентом.

Аллювиальные пески часто содержат золотоносные, платиноносные, монацитовые, шеелитовые и другие россыпи, а также россыпи драгоценных камней.

Флювиогляциальные песчаные породы образуются в результате перемыва тальными водами ледника моренных отложений. Они ассоциируются, с одной стороны, с ледниковыми, с другой, - с аллювиальными осадками, отличаются сравнительно хорошей сортировкой, невысокой степенью окатанности, наличием диагональной слоистости потокового и речного типа. Обычно флювиогляциальные пески отличаются некоторой грубостью – содержат примесь гравия и гальки. Распространены они в виде неправильной формы и небольшой площади, реже в виде полос.

Песчаные породы пользуются широким распространением в отложениях самого различного генезиса. Они являются обычным компонентом многих терригенных формаций: угленосных, флишевых, молассовых, кварцево-песчаных.

Песчаные породы геосинклиналей отличаются полимиктовым составом и примесью вулканогенного материала, песчаные отложения платформ обычно мономинеральные или олигомиктовые.

Месторождения песков и песчаников известны в отложениях разного возраста. Так, например, крупные месторождения песков известны в полтавской серии неогена

Украины, песков и песчаников – в юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложениях Донецкого бассейна, палеозое Подолии, Урала, Тиммана, Средней Азии и др. Многочисленны месторождения песков в четвертичных ледниковых отложениях, в современных осадках пляжей озер и морей, в речных осадках.

Пески находят применение в производстве стекла, фарфора, фаянса, в литейном деле, при мощении дорог, в строительстве (для производства бетона, штукатурки и др.). Песчаники используются как бутовый камень, для производства щебенки, для мщения дорог. Крепкие песчаники применяются для кладки стен, песчаники с кремнистым цементом (осадочные «кварциты») – для изготовления огнеупорного кирпича – динаса.

Глауконитовые породы используют для извлечения глауконита, который находит широкое применение в производстве зеленой краски, для смягчения воды (употребляется в фильтрах как адсорбент) и для удобрения полей (калийные удобрения).

Пылеватые породы – алевриты. Это различные рыхлые образования (лёссы, илы) и сцементированные породы (алевролиты). Аллотигенные минералы пылеватых пород представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами и глауконитом. Цемент – глинистыми, карбонатными, железистыми и кремнистыми минералами, реже хлоритами, цеолитами, фосфатами и сульфатами.

Алевритовые породы очень сходны с песчаными. Основные различия заключаются в меньшем размере зерна и в связи с этим несколько ином минералогическом составе. В алевритах в больших количествах накапливаются глинистые минералы, слюды и мало или нет обломков горных пород.

По количеству и структуре выделяются все те же типы цемента, что и в песчаных породах: *контактовый, поровый, базальный, регенерационный, коррозийный, крустификационный, пойкилитовый и цемент механического выполнения пор*.

По минералогическому составу среди алевритовых пород, так же как и среди песчаных, можно различать *мономинеральные, олигомиктовые* и *полиминеральные* разности. Однако они не содержат литоидных пород настоящих граувакк и значительно реже среди них встречаются аркозы.

Структуры пылеватых пород алевритовые (грубые и тонкие), алевро-псаммитовые, алевро-пелитовые. Дополнительная характеристика дается по структуре цемента. Часто встречаются микрослоистые и ориентированные структуры, обусловленные параллельным расположением чешуек глинистых и слюдистых минералов.

Текстуры алевритовых пород слоистые и неслоистые: горизонтально-слоистые, волнисто-слоистые, косо- и диагонально-слоистые. Размеры пакетов и слойков в алевритовых породах значительно меньше, чем в песчаных. Алевритовые породы залегают в виде слоев, пластов, линз. Мощность пластов обычно небольшая – сантиметры, метры, несколько метров и лишь в редких случаях достигают сотни метров (лёсс).

По внешнему виду и окраске пылеватые породы весьма разнообразны и часто похожи на песчаные. Зернистость в пылеватых породах различима только в лупу. Образуются они в морях, озерах, в речных долинах, на склонах (делювий) и особенно часто эоловым путем.

Рыхлые алевритовые породы широко развиты среди современных отложений - различные водные илы (морские, озерные) и лёссы. Сцементированные алевритовые породы – алевролиты – широко развиты среди отложений геологического прошлого.

Лёсс – порода желтовато-серого, буровато-серого цвета, состоящая из частиц диаметром 0,05-0,005 мм (до 60-95%). Частицы держатся в куске благодаря межмолекулярным силам и цементации, но легко растираются между пальцами и легко распадаются в воде. Пластичность лёсса невысокая – 3-5. В обнаженных лёсс обладает столбчатой отдельностью и образует вертикальные откосы. Пористость его очень высокая – более 50%. Среди пор различают макро- и микропоры. По минералогическому составу это преимущественно кварцевая порода с небольшим содержанием полевых шпатов и акцессорных минералов. Из аутигенных образований присутствуют кристаллы и конкреции кальцита и гипса. Глинистые минералы содержатся в небольшом количестве и представлены в основном гидрослюдами и монтмориллонитом.

При увлажнении лёссов грунтовыми или поверхностными водами они дают значительные по величине и неравномерные осадки (просадки благодаря уменьшению объема).

По поводу генезиса лёсса существуют разные гипотезы: эоловая, аллювиально-делювиальная, почвенная, элювиальная и др. Наиболее обоснованной является эоловая гипотеза, сущность которой сводится к следующему. В пустынях происходит интенсивное развеивание, тонкие пылеватые частицы подхватываются ветром и выносятся за пределы пустыни и откладываются по периферии пустынных областей. Таким путем образовался типичный лёсс Китая и Средней Азии.

Лёсс широко распространен в Китае, Средней Азии, Предкавказье, Украине, Средней Европе и в других странах. Мощность лёсса от нескольких метров до сотни метров. Еще более широко распространены различные лёссовидные породы: глины, суглинки, супеси и др. Последние имеют различное, чаще всего делювиально-пролювиальное или речное происхождение.

Алевролиты – плотные сцементированные породы. По внешнему виду и окраске они разнообразны: серые, темно-серые, красные, зеленовато-серые, пестрые, часто тонкослоисты и плитчаты (раскалываются на плитки), реже однородны, обычно переслаиваются с песчаными или глинистыми породами.

Алевролиты широко распространены среди древних полеозойских отложений, встречаются также среди мезозойских и неоген-палеогеновых отложений различных областей.

Пылеватые породы пользуются широким распространением в отложениях самого различного возраста и генезиса. Они являются обычными компонентами различных терригенных формаций. Практическое значение их также достаточно велико. Лёсс и Лёссовидные породы применяются для изготовления самана и кирпича. Алевролиты с прочным цементом используют для мощения дорог и строительства зданий.

Породы, переходные между обломочными и вулканогенными. Крайними членами этого ряда являются обломочные породы и вулканогенные, или пирокластические (пеплы, туфы).

Пеплы – рыхлые скопления материала, выброшенного вулканами. В составе пеплов преобладают обломки вулканического стекла (витрокластические пеплы), обломки кристаллов вулканических пород (кристаллокластические) и обломки эффузивных пород (литокластические).

Туфы – сцементированные пеплы. Цемент туфов обычно представлен продуктами вторичных изменений породы.

Конечные продукты выветривания туфов – монтмориллонитовые глины – бентониты.

К переходным породам относятся туффиты и туфогенные породы. Туффиты состоят из обломков вулканического стекла, эффузивных пород и минералов (полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и др.). Содержание песка, алеврита или глинистых частиц обломочного происхождения до 50%. Образуются они в водных бассейнах и на суше.

Сцементированные породы называют туффитами, рыхлые – пеплами глинистыми, алевритовыми и песчаными. Пеплы и туффиты характеризуются слоистостью, иногда содержат органические остатки. Структуры и текстуры у них осадочные (псаммитовые, алевритовые, пелитовые). Макроскопически туффиты весьма разнообразны, чаще всего они окрашены в бурые и зеленоватые тона. Цементирующее вещество представлено глинистыми минералами, хлоритами, карбонатами и цеолитами и часто вторичного происхождения (изменение вулканогенных и обломочных компонентов).

Туфогенные породы представляют собой осадочные образования – глинистые и песчаные, содержащие небольшую примесь (20-30, иногда до 50%) вулканогенного материала (обломки вулканического стекла, эффузивных пород и минералов). Обломочные частицы окатаны, вулканогенные – угловаты. Текстуры и структуры – нормальные осадочные, обычна слоистость, часто содержатся органические остатки. Макроскопически не всегда удается установить принадлежность пород к этому типу. В таких случаях необходимо микроскопическое изучение в шлифах.

Породы, переходные между обломочными и карбонатными и углистыми, будут описаны в соответствующих главах.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Обломочные горные породы».

1. По какому признаку классифицируются обломочные породы?
2. Что такое щебень, галечник и гравий?
3. Дайте характеристику брекчии и конгломерату.
4. Какие горные породы относятся к среднеобломочным? Расскажите е о них.
5. Какие пески называются аркозовыми?
6. Каково практическое значение песков и песчаников?
7. Что такое лёсс? Какое происхождение он имеет?

ТЕМА 2.6. ПЕЛИТЫ (ГЛИНЫ)

План

1. *Условия образования глин: первичные и вторичные глины.*
2. *Классификация пелитов.*
3. *Минеральный состав, свойства и типы глин.*
4. *Описательная характеристика глин.*

К глинистым относятся различные глины, аргиллиты, глинистые сланцы и некоторые другие породы. Они составляют больше половины всех осадочных пород стратисферы и имеют большое значение для человека.

Классификация глинистых пород основана на их свойствах, генезисе и минеральном составе. Среди глинистых пород выделяются две подгруппы.

I подгруппа – глины – связанные породы, держатся в куске благодаря межмолекулярным силам и сцеплению между тончайшими частицами, имеют высокую пористость, достигающую 50 и даже 60%. Глины обладают пластичностью: порошок глины, замешанный с водой, образует вязкое тесто, способное формироваться и сохранять приданную ему форму. Обожженное в огне тесто приобретает каменистую твердость и крепость. Это свойство глин используется в керамической промышленности.

II подгруппа – аргиллиты и глинистые сланцы – сцементированные и метаморфизованные породы, плотные, с незначительной пористостью (несколько или 1-2»), плохо размокающие или не размокающие в воде и не обладающие плотностью.

Глины, аргиллиты и глинистые сланцы по происхождению можно подразделить на породы обломочные и химические, по обстановкам осадконакопления – на морские, лагунные, детальные, озерные, речные, водноледниковые и элювиальные (коры выветривания). По минеральному составу различают каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые и полиминеральные глины. Встречаются также хлоритовые и палыгорскитовые глины, однако значение их невелико по сравнению с другими минеральными типами.

Состав, структура и текстуры глинистых пород. Главными в глинистых породах являются глинистые минералы группы каолинита, гидрослюд, монтмориллонита и смешанно-слойные образования, обнаруженные в последнее время во многих глинах и глинистых породах. Наряду с глинистыми минералами важными компонентами некоторых глин являются также хлориты, минералы группы палыгорскита и сепиолита, окислы и гидроокислы алюминия (гидраргиллит), а также глауконит и опал.

Второстепенные минералы представлены кварцем, холцедоном, слюдами, полевыми шпатами. В виде новообразований и в виде конкреций в глинах присутствуют карбонаты (кальцит, доломит, сидерит и др.), сульфаты (гипс), сульфиды (пирит, марказит и др.), окислы и гидроокислы железа и марганца.

Структуры глинистых пород пелитовые, алевро-пелитовые, псаммо-пелитовые.

Текстуры глинистых пород слоистые и неслоистые. Преобладают слоистые текстуры, чаще всего горизонтально-слоистые. Среди неслоистых текстур различают пятнистые, сетчатые, конгломератовидные, брекчиевидные и др. Условия залегания глинистых пород весьма разнообразны. Это слои, пласты, линзы различной мощности и протяженности. В коре выветривания наблюдаются неправильные формы залегания.

Выше были выделены два основных генетических типа глинистых пород - обломочные и хемогенные.

Обломочные глины образуются в результате разрушения и переотложения коры выветривания, а также осадочных пород более древнего возраста. Образование обломочных глин происходит в речных, озерноболотных, лагунных и морских обстановках.

По минеральному составу морские глины довольно разнообразны. Среди них имеются гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые с хлоритом и смешанно-слойными минералами, реже встречаются каолинитовые или глины, в которых каолинит присутствует в значительном количестве. Органические остатки

представлены раковинами и скелетами морских животных, водорослей и растительным детритом, снесенным с суши.

Значительно чаще, во всяком случае, в современный период, глинистые осадки встречаются в глубоководных впадинах и на континентальном склоне. Они характеризуются большей дисперсностью и лучшей сортировкой, чем глины шельфа, часто содержат остатки диатомей, радиолярий или фораминифер. В их составе преобладают гидрослюды, монтмориллониты, смешанно-слойные минералы и значительно реже встречается каолинит.

Минеральные типы глинистых пород. Среди глин выделяются каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые и некоторые другие типы.

Каолинитовые глины. К группе каолинитовых глин относятся первичные (хемогенные) и вторичные (обломочного генезиса) каолины. Первичные каолиниты развиты в коре выветривания кристаллических пород. По составу это главным образом каолинитовые породы. Второстепенными минералами являются гидрослюды, галлуазит, кварц и ряд устойчивых акцессорных минералов. В первичных каолинах часто наблюдаются крупные «вермикулитоподобные», или «воротничковые», агрегаты и отдельные кристаллы каолинита. По гранулометрическому составу и пластичности они обычно представляют собой песчаные глины или породы, переходные между глиной и песком с большим количеством песчано-алевритовых примесей.

По внешнему виду первичные каолины жирные на ощупь, пористые породы белого и серовато-белого цвета. При растирании пальцами обнаруживаются песчинки кварца.

Вторичные каолины образуются в результате перемыва первичных каолинов. В процессе размыва, переноса и отложения происходит их обогащение в природных условиях – удаление песчано-алевритовой примеси и тяжелых минералов. По гранулометрии и пластичности вторичные каолиниты почти являются настоящими глинами. В их составе содержится больше 30% (иногда до 95%) глинистых частиц ($d<0{,}005$ мм), пластичность более высокая, чем у первичных каолинов.

В минералогическом составе вторичных каолинов преобладает каолинит, имеются небольшие примеси гидрослюды, иногда галлуазита и пылеватого кварца, очень часта примесь органического углистого вещества и сульфидов железа. В ряде вторичных каолинитов имеется значительная примесь гидраргиллита. Гидраргиллит может быть обломочного происхождения (попал в глину в результате перемыва латеритной коры выветривания) и может образоваться на месте. Глины с гидраргиллитом встречаются в соседстве с угольными пластами, содержащими сульфиды железа. При окислении пирита образуется серная кислота, которая, взаимодействуя с каолинитом, дает начало гидраргиллиту.

По внешнему виду вторичные каолины плотные, жирные на ощупь породы, окрашенные в серовато-белые, белые и серые тона. При растирании пальцами наличие обломочной примеси не обнаруживается. Глина, замешанная с водой, дает вязкое тесто и раскатывается в тонкую нить.

При несовершенной сортировке в процессе переноса и отложения, а также при смешении материала, поступившего из различных источников, образуются каолинитовые глины, содержащие много примесей, и глины переходного состава, например каолинит-гидрослюдистые.

Каолинитовые глины обладают высокой огнеупорностью: температура плавления многих глин выше 1700^0С, температура спекания $1300\text{-}1400^0$С.

Месторождения первичного каолина известны на Украине (Глуховецкое, Просяное), на Урале, в Западной Сибири, на Дальнем Востоке и в других местах. Месторождения вторичных каолинов – в палеогеновых отложениях Украины (Новосильцевское, Кировоградское и др.), на Урале, в Средней Европе.

Каолинитовые глины – ценное полезное ископаемое. Они применяются для изготовления огнеупорного кирпича – шамота, фарфора, фаянса, используются в бумажной промышленности в качестве наполнителя бумажной массы (20-40% от ее состава), в резиновой промышленности как наполнитель в составе резины, а также при производстве мыла, карандашей.

Гидрослюдистые глины. По генезису многие гидрослюдистые глины близки к каолинитовым и связаны с ними постепенными переходами. Выделяются ряд переходных типов глин: гидрослюбдисто-каолинитовые, каолинито-гидрослюдистые.

Монтмориллонитовые глины. Ранее их называли сукновальными, так как они применялись для обезжиривания шерсти, а также отбеливающими глинами или фулеровыми землями. В настоящее время их называют *бентонитами* и *флоридинами*. Ряд глин получил названия по наиболее известным месторождениям, например гумбрин – по месторождению Гумбри в Грузии.

Бентониты обладают способностью быстро и сильно разбухать в воде. Капля воды, упавшая на поверхность глины, вызывает со вспучивание. Флоридины слабее разбухают в воде, но быстро распадаются на угловатые обломки при погружении в воду.

Монтмориллонитовые глины образуются в коре выветривания эффузивных пород, богатых вулканическим стеклом, средних и ультраосновных пород (железистые монтмориллониты и нонтрониты). Возникают они также в обломочных и эффузивно-обломочных породах, содержащих пирокластический материал, в лагунных и морских водоемах путем преобразования вулканического стекла и глинистых минералов в стадию диагенеза и при перемыве монтмориллонит содержащих кор выветривания и осадочных пород, богатых монтмориллонитом.

Главным породообразующим минералом является монтмориллонит, второстепенным – гидрослюды, различные смешанно слойные-минералы, аллофан, опал и др.

Макроскопически монтмориллонитовые глины напоминают воск, жирны на ощупь, светлого, серовато-белого, зеленоватого и желтоватого тона, отличаются от других глин высокой пластичностью, способностью разбухать в воде и высокой адсорбционной способностью. Эти свойства глин обусловлены строением их кристаллической решетки: слои решетки могут раздвигаться, а промежутки между ними заполняться водой и катионами.

Месторождения монтмориллонитовых глин известны у с. Гумбри и Аскани в Грузии, вблизи г.Нальчик на Северном Кавказе (флоридины), в меловых породах Крыма (кил), в палеогеновых и неогеновых отложениях Средней Азии, Азербайджана, Прикарпатья и Закарпатья (бентониты).

Монтмориллонитовые глины (главным образом флоридины) применяются в пищевой промышленности для очистки масел, жиров, соков. Особенно много глин потребляет нефтяная промышленность. Обработанные кислотами бентониты становятся хорошими адсорбентами и используются для очистки нефтепродуктов. Бентониты применяются в качестве формовочных глин, для приготовления буровых промывочных растворов, в мыловаренной промышленности и в парфюмерии.

Аргиллиты и глинистые сланцы. Аргиллиты – сцементированные и уплотненные глинистые породы слоистой или неслоистой текстуры. Окрашены в серый, темно-серые, зеленовато-серые, бурые, коричневые, реже красные и пестрые цвета. Как правило, они не размокают в воде и лишены пластичности. Размокают некоторые типы аргиллитов: последнее связано с их минералогическим составом (наличие разбухающих минералов). Пористость аргилито невысокая: от 10-12 до 1-2%. По минеральному составу они весьма разнообразны. Наиболее распространены гидрослюдистые и полиминеральные аргиллиты. Глинистые минералы в аргиллитах имеют обломочное и аутигенное происхождение. Обломочные минералы в процессе катагенеза подвергаются существенным изменениям. Особенно широко развит процесс гидрослюдизации каолинита. В аргиллитах наблюдаются ориентированные структуры – параллельное расположение удлиненных чашуйчатинистых минералов и слюд, обусловливающее одновременное угасание их в шлифе при скрещенных николях микроскопа. Помимо глинистых минералов, в аргиллинах всегда присутствуют кварц, слюды, полевые шпаты, иногда хлорит, глауконит, карбониты, опал, халцедон, окислы железа и целый ряд акцессорных минералов. Многие аргиллиты обогащены органическим веществом.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме
«Обломочные горные породы».

1. Условия образования глин.
2. Дать понятия первичных глин.
3. Дать понятие вторичных глин.
4. Какие обломочные породы относятся к пелитам? Каков размер их частиц?
5. Как различаются глины по происхождению и минеральному составу?
6. Какова распространенность и практическое значение глин?
7. Какие породы называются аргиллитами?
8. Какие породы называются супесью и суглинком?

ТЕМА 2.7. ХИМИЧЕСКИЕ И БИОХИМИЧЕСКИЕ ПОРОД.

План

1. *Условия образования бокситов, латеритов, их описание.*
2. *Условия образования железистых, маргенцевых осадочных пород, их описание.*
3. *Фосфориты, соли, условия их образования и описания.*
4. *Описания органических пород.*

Глиноземистые породы – аллиты.

Состав, строение и классификация аллитов. К глиноземистым породам относятся латериты и бокситы. *Латериты* – продукты глубокого выветривания кристаллических пород (кора выветривания), *бокситы* бывают латеритными, осадочными и платформенными и осадочными геосинклинальными. Залегают они в виде пластов, пластообразных залежей, линз, гнезд среди карбонатных, обломочных и глинистых пород.

Латеритные бокситы разделяют на остаточные и метасоматические. У первых наблюдается постепенный переход в породы коры выветривания, вторые сохраняют структуру материнской породы.

Осадочные платформенные бокситы приурочены к делювиальным, аллювиальным и котловинным (озерным) отложениям.

Геосинклинальные бокситы обычно залегают на закарстованной поверхности известняков и покрываются карбонатными породами с морской фауной. Остатки морской фауны (пелециподы, гастроподы, гонидтиты и др.) не редко встречаются и в пластах бокситов.

Породообразующие минералы в бокситах – гидраргиллит, бемит, диаспор, лимонит, гетит, гидрогетит, гидрогематит, каолинит. В метаморфизованных разностях встречается гематит и корунд, второстепенные минералы – кварц, опал, халцедон, аллофон, галлуазит, хлориты, минералы окиси титана, сидерит, пирит и некоторые другие.

Текстуры и структуры бокситов землистые, обычно пористые и кавернозные, оолитовые, бобовые, конкреционные, афанитовые и различные обломочные от конгломератовидных и брекчиевидных до мелкозернистых псаммитовых. По внешнему виду и окраске они весьма разнообразны: красные, красно-бурые, бурые, реже белые, серые, зеленовато-серые и пестрые. Бокситы иногда напоминают латериты, в других случаях подобны аргиллитам, яшмам, железным рудам и не обладают пластичностью.

Происхождение и распространение латеритов и бокситов. Латериты – продукты современной коры выветривания силикатных пород, образующиеся в условиях тропического и субтропического климата.

В латеритном профиле выветривания различат следующие зоны (на примере латеритной коры выветривания Индии и Эфиопии).

1. Поверхностная зона. Сложена сверху красной глиной, ниже плотной железистой коркой, состоящей из гидроокислов (и частью окислов) железа и гидраргиллита красного или красно-бурого цвета.
2. Нижележащая зона обогащения – пятнистая, сложена преимущественно гидраргиллитом с примесью гидроокислов железа.
3. Зона первичного разложения, сложенная главным образом каолинитом, вверху с примесью кремнезема (кремнисто-каолинитовая).
4. Каолинизированные кристаллические породы.
5. Неизменные кристаллические породы.

Латеритная кора выветривания образуется при интенсивном промывании дождевыми водами; в результате из профиля выносятся кремнезем и большинство катионов. На месте остаются наименее подвижные соединения. Возможно, что в этом процессе принимают участие микроорганизмы.

По поводу происхождения бокситов существует несколько гипотез.

1. Бокситы – хемогенный осадок, образовавшийся в морских и озерных водах благодаря коагуляции и осаждению гелей глинозема.
2. Бокситы образуются в результате воздействия серной кислоты на каолинитовые минералы. Серная кислота возникает при окислении пирита.
3. Бокситы – хемогенное образование – ископаемая кора выветривания латеритного типа.
4. Бокситы – результат размыва латеритной коры выветривания и переотложения продуктов выветривания в морских и озерных водоемах.

5. Бокситы образуются в болотно-озерных условиях в результате концентрации глинозема растениями.

6. Образование бокситов связано с подводной вулканической деятельностью – выносом в морские воды глинозема и затем осаждением гидроокислов алюминия химическим путем.

Освобождающийся при выветривании глинозем (разложение каолина) подвижен только в резко кислых и резко щелочных условиях, которые редко встречаются в природе. Гидроокись алюминия может образовать устойчивые в растворе коллоиды с гумусовыми веществами в таком виде они выносятся речными водами в озера и моря, где и происходит их отложение в виде геля гидроокисла.

Наиболее крупные залежи бокситов в России обнаружены в полосе бокситовых месторождений Восточного склона Северного Урала (Красная Шапочка) девонского возраста, Тихвинские бокситы северо-западной окраины Подмосковного бассейна каменноугольного возраста, мезокайнозойские бокситы Мугоджар и Казахстана, Криворожские неоген-палеогенового возраста и др.

Основная масса добываемых бокситов используется для получения алюминия, некоторая часть для изготовления огнеупоров и адсорбентов.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Бокситы»

1. Какие осадочные породы относятся к химическим и биохимическим?
2. Как образуются бокситы и латериты?
3. Как различаются бокситы по происхождению?
4. Какое практическое значение имеют бокситы? Назовите их месторождения

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ, МАРГАНЦЕВЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ. ФОСФОРИТЫ, СОЛИ.

Железистые породы.

Состав, структуры и классификация железистых пород. К железистым породам относятся железные руды осадочного генезиса, окисные, карбонатные, силикатные и различные железистые образования – орштейны, орзанды, а также россыпи песков, богатые железистыми минералами. Они залегают в виде образований неправильной формы (кора выветривания).

В основу классификации железистых пород положены минеральный состав и текстурно-структурные признаки. Главные минералы железистых пород – лимонит, гетит, гидрогетит, гематит, гидрогематит, лепидокрокит, магнетит, сидерит, пистомезит, сидероплезит, анкерит, тюрингит, шамозит, вивианит, керчинит, окислы и гидроокислы марганца, сульфиды железа; второстепенные – кальцит, глауконит, хлориты, глинистые минералы и терригенные примеси – кварц, полевые шпаты, слюды.

Текстуры и структуры железистых пород слоистые и неслоистые, землистые, оолитовые, бобовые, конкреционные, брекчиевидные, конгломератовидные, сферолитовые, радиально-лучистые.

По внешнему виду и окраске железистые породы весьма разнообразны: окисные и гидроокисные породы окрашены в бурые, охристо-бурые, красно-бурые, вишнево-красные до красных тонов. Хлоритовые и хлорито-сидеритовые – в зеленовато-серые, табачные тона. Сидеритовые породы окрашены в темно-серый до черного цвета. Темную (до черной) окраску имеют и магнетитовые пески.

Происхождение и распространение железистых пород. Источником железа являются кристаллические породы, содержащие многочисленные железистые минералы. При процессах выветривания железо переходит в гидроокись и перемещается водами в виде механической взвеси и коллоидов гидроокиси железа.

В лагунно-заливных условиях в восстановительной среде возникают хлоритовые и сидеритовые руды.

Значительно разнообразнее условия возникновения железных руд на суше. Железные руды образуются в зоне окисления сульфидных месторождений (железная шляпа или стеклянная голова) и при процессах метасоматического замещения известняков. В странах с избыточным увлажнением и лесным покровом возникают железистые конкреции и стяжения на уровне грунтовых вод. Иногда они имеют практическое значение.

Особенно часто железные руды образуются в озерно-болотных условиях. В озерах и болотах севера накапливаются окисные бобовые руды, часто содержащие значительную примесь марганца. Осаждение железа происходит хемогенным путем, но не исключено также участие бактерий. В болотах и торфяниках в восстановительной обстановке образуются сидеритовые стяжения и конкреции.

И наконец, возможно образование железистых пород – оолитовых – гидрогетит лептохлорито-сидеритовых – в речных (пойменных), дельтовых и лиманных осадках (олигоценовые руды Приаралья). Месторождения железных руд: в Казахстане - Лисаковская и Аятская группа месторождений, Керченское в палеоген-неогеновых отложениях, Хоперское в меловых, Халиловское, Приаральская группа месторождений в олигоценовых, Тульские и Липецкие руды карбона Подмосковного бассейна и др.

МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ.

Состав структура и классификация марганцевых пород.

К марганцевым породам принадлежат различные осадочные образования морского, лагунного континентального происхождения (озерные руды, руды коры выветривания), содержащие, как правило, более 10% окиси марганца. Классификация марганцевых пород основана на генезисе и минералогическом составе. Среди них выделяются по генезису хемобиогенные и хемогенные разности и по минеральному составу – окисные и карбонатные.

Главные минералы марганцевых пород – окислы и гидроокислы марганца – манганит, пиролюзит, или вад, и др., карбонаты марганца – манганокальцит, родохрозит и др. Кроме минералов марганца в виде второстепенной составной части присутствуют глауконит, опал, халцедон, окислы и гидроокислы железа, глинистые минералы, кальцит, анкерит, сидерит и терригенные примеси.

Марганцевые породы имеют черную окраску, часто землистое сложение (напоминают кусок земли - почву), реже конкреционное оолитовое, бобовое. Карбонатные марганцевые породы окрашены в светлые тона – серовато-белые с розовым оттенком, розоватые, мелко- и микрозернистые, часто тонкослоистые.

Соединения марганца широко распространены в осадочных породах; но не образуют больших концентраций (конкреции, натеки, дендриты.) Крупные концентрации марганца – руды в осадочных породах встречаются значительно реже.

Происхождение и распространение марганцевых пород. Марганцевые руды осадочного происхождения образовались в результате хемогенного и биохемогенного

осаждения в условиях мелководных морских заливов и прибрежной области моря, а также в озерноболотных условиях на суше.

Источникам марганца являются кристаллические породы. Переносится он, вероятно, в виде коллоидов гидроокиси марганца, частично в ионной форме. Причиной осаждения марганца является коагуляция коллоидов и, возможно, деятельностью бактерий.

Месторождения марганцевых руд известны в олигоценовых отложениях Украины (Никопольское), Грузии (Чиатурское), Казахстан в неоген-палеогеновых отложениях, Индии и др. Практическое применение марганцевых пород – руды для получения марганца.

Фосфатные породы.

Состав, структура и классификация фосфатных пород. К фосфатным породам относятся различные осадочные образования морского и наземного происхождения: пластовые, конкреционно-желваковые фосфориты и костяные брекчии. Обычно к фосфатным относят породы, содержащие не менее 10% P_2O_5. Классификация их основана на генезисе, минеральном составе и текстурно-структурных признаках.

Главные породообразующие минералы фосфатных пород – соли фосфатной кислоты: гидроксилапатит, карбонатапатит, ряд минералов, близких к ним, - даллит (подолит), курскит, штаффелит (франколит) и аморфный фосфат – коллофанит. Важная составная часть фосфоритов – карбонаты кальция, магния и железа.

Второстепенными минералами могут быть опал, халцедон, кварц, глауконит, сульфиды железа и тяжелых металлов, органическое вещество и терригенные частицы гравийной, песчаной и алевритоглинистой размерности. Последние являются существенной составной частью желваковых фосфоритов.

Фосфориты содержат P_2O_5 от 10-40% и часто обнаруживают повышенные концентрации редкоземельных и радиоактивных элементов (особенно костяные брекчии.). Они весьма разнообразны по виду и текстурно-структурным признакам. Среди них встречаются породы белого, серого, темно-серого, черного, зеленовато-серого цвета. Они могут напоминать конгломерат, песчаник, аргиллит, Чтобы не пропустить фосфориты, следует в поле проводить качественную реакцию на содержание в породе фосфора. Для этого порошок породы смачивается молибденовокислым аммонием с крепкой азотной кислотой. Наличие фосфора определяется по появлению ярко-желтого осадка.

Текстуры и структуры фосфоритов – слоистые, конкреционные (и желваковые), оолитовые, псевдооолитовые, сферолитовые, реликтово-органогенные, органогенные, обломочные. Залегают они среди глауконитовых, обломочных и карбонатных пород. Иногда фосфатное вещество является цементом в обломочных и глауконитовых породах.

Пластовые – геосинклинальные фосфориты залегают в виде пластов мощностью от нескольких сантиметров до 15-17м, окрашена обычно в темные тона. Макроскопически похожи на песчаники, кремень, яшму.

Желваковые фосфориты распространены в платформенных отложениях.

Происхождение и распространение фосфоритов. Существует несколько гипотез происхождения фосфоритов. *Гипотеза Казакова.* Поверхностные воды морей и океанов бедны P_2O_5 (5-10мг/м^3). С глубиной содержания его заметно повышается, достигая на глубине 500 м 300 мг/м^3. Одновременно падает температура воды, а давление увеличивается. Все это приводит к возрастанию парциального давления CO_2

(на глубине 500 м оно равно 122,6 10 Па). Высокое парциальное давление CO_2 препятствует осаждению карбонатов и фосфатов. При подъеме вод на шельфе (глубина 50-250м) парциальное давление углекислоты уменьшается и происходит осаждение сначала карбонатов, а затем и фосфатов.

Источником P_2O_5 в морской воде является разложение планктонных организмов.

Наиболее крупные месторождения пластовых фосфоритов известны в кембрии Казахстана, в пермских отложениях Скалистых гор (США), в верхнем мелу и палеогене северной Африки.

Конкреционные фосфориты встречаются значительно чаще. В России месторождения их известно в силуре (первичная) и мелу (вторичные) Подолии, в меловых и палеогеновых отложениях Днепровско – Донецкой впадины и окраин Донбасса, в меловых и палеоген-неогеновых отложениях Поволжья, Актюбинской области и др.

Фосфориты используются как агрономическая руда.

Соляные породы, или соли.

Состав, структуры и классификация солей. К соляным породам принадлежат различные осадочные образования главным образом хемогенного происхождения, состоящие из минералов класс хлоридов, сульфатов и некоторых других. Они залегают в виде пластов, прослоев, линз различной мощности иногда в результате тектонических движений соляные породы образуют купола, штоки и другие вторичные, постседиментационные формы залегания.

Соляные породы классифицируют по генетическому и минералогическому принципам. Выделяются хемогенные лагунные и озерные образования и континентальные – почвенные. Соляные породы обломочного генезиса – очень редкое явление (гипсовые пески некоторых пустынь).

Главные минералы соляных – ангидрид, гипс, галит, сильвин, карналлит, полигалит, кизерит, лангбейнит, мирабилит, глауберит, тенардит, бишофит, астраханит, эпсомит, каинит. Второстепенные – карбонаты (сода, магнезит, доломит), минералы бора (улексит, иньоит), окислы и гидроокислы железа, сульфиды железа и других металлов, органическое вещество.

Соляные породы обычно содержат в различном количестве терригенные примеси, которые представлены главным образом глинистыми реже алевритовыми и песчаными частицами.

Текстуры соляных пород массивные, слоистые (тонко и грубо), сетчатые, сферолитовые, сталактитовые, узловатые, пятнистые, брекчиевидные, капельные, плойчатые. Структуры – кристаллически-зернистые.

Номенклатура соляных пород до настоящего времени не разработана. По нашему мнению, предложение именовать породы по названию преобладающего минерала, прибавляя окончание «ит», заслуживает одобрения, однако чаще всего говорят о гипсе, ангидрите, галите, и указывают, с чем имеют дело – с породой или с минералом (различие главным образом количественное: отдельные кристаллы и агрегаты – минерал, значительные скопления – пласты или линзы - порода), или же добавляют слово «порода», например, карналлитовая порода. Ниже приводится краткое описание наиболее распространенных соляных пород.

Сульфатные породы. В виде тонких прослоек, пластов и линз значительной мощности встречается ангидрит. Он чаще всего зернистый, тонкозернистый голубовато-серого, реже белого и красноватого цвета. Вблизи поверхности земли

подвергается гидратации и переходит в гипс со значительным увеличением объема изменением текстуры и структуры.

Ангидрит обычно переслаивается с гипсом, каменной солью и глиной, встречается он также в виде небольших пятен и включений в каменной соли.

Гипс наблюдается в тех же условиях, что и ангидрит, часто совместно с ангидритом. Это порода белого, серовато-белого цвета, кристаллически-зернистая (тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистая), обычно слоистая (тонко или грубо), реже массивная. Иногда встречается гипс, окрашенный в желтоватые и розоватые тона.

Особо следует отметить *селенит* – розовый или красный гипс с шелковистым отливом волокнистого или столбчатого строения (волокна ориентированы перпендикулярно напластованию). Он образует прослои небольшой мощности (до 20-25см) в мощных пластах гипса и на контакте с вмещающими породами, очень часто имеет вторичное происхождение.

Весьма разнообразны вторичные кристаллы гипса в гипсовых породах, подвергшихся выветриванию на поверхности земли, а также отдельные кристаллы гипса в других осадочных породах (например, в глинах). Описание морфологии этих кристаллов и агрегатов приводится в учебниках минералогии.

На глубине (от 100-200м и более) гипс переходит в ангидрит.

Взаимодействие гипса с битумами приводит к образованию самородной серы. Некоторые месторождения серы, вероятно имеют такое происхождение.

Хлоридные породы (галогены). *Каменная соль* сложена галитом, в виде примеси содержит небольшое количество других хлористых и сернокислых солей, ангидрита, окислов железа и терригенных частиц. Она бесцветна или окрашена в сероватые и беловато-серые и красные тона. Изредка встречается синяя соль. Серая окраска связана с примесью ангидрита и терригенных частиц, красная – гематита, синяя – с рассеянным в галите металлическим натрием. Кристаллы галита содержат включения жидкости и газов.

Обычно каменная соль имеет тонкую слоистость – результат изменения условий осаждения (сезонные слои), кристаллически-зернистую структуру, часто крупно- и грубозернистую. Вторичные образования галита в зоне выветривания и в шахтах так же, как и гипса, весь многообразны.

Карналлитовая порода состоит на 50-80% из минерала карналлита 20-50% галита с небольшим количеством ангидрита, глинистых и других примесей. Окрашена в оранжево-красные и красные тона, окраска пятнистая. Благодаря высокой гигроскопичности карналлита поверхность породы влажная. При проведении по поверхности породы стальной иглой слышно характерное потрескивание. В виде включений в карналлите встречаются газообразные углеводороды и остатки солеобразующей рапы.

Сильвиновая порода состоит из галита (25-50%) и сильвина (50-75%), содержит так же не большое количество ангидрита, длины и других примесей.

Сильвиновая порода обычно именуется *сильвинитом,* и это название в противоположность другим (карналлитит, гипсит) получило широкое признание. Цвет ее белый, молочно-белый, красно-бурый, красный. Молочно-белая окраска связана с многочисленными пузырьками и газа и жидкости (так же, как в молочно-замутненном гидротермальном кварце).

Сильвиновая порода имеет тонкую слоистость благодаря чередованию слоев сильвина, галита и глинистого ангидрита.

Иногда в парагенезисе с глауберитом и галитом встречается также ангидрит. При выветривании на поверхности земли глауберит переходит в мирабилит и гипс.

Помимо мономинеральных и олигомиктовых соляных пород, состоящих почти нацело из одного (каменная соль) или двух минералов (сильвиновая, карналлитовая), встречаются полиминеральные породы.

Происхождение и распространение соляных пород. Образование солей происходит в прибрежно-морских, лагунных условиях и на суше в бессточных озерах. Для образования их необходимы определенные предпосылки.

1. Аридный климат, где испарение в нескольких раз превышает количество осадков.

2. Затрудненное сообщение лагуны или залива с морем, но вместе с тем и постоянный приток некоторого количества морской воды.

3. Непрерывное и более или менее равномерное погружение бассейна со скоростью, компенсируемой мощностью образовавшихся осадков.

Механизм образования соляных пород был восстановлен геологами и физико-химиками на основании изучения соляных месторождений и экспериментов по осаждению различных солей в лабораторных условиях.

Наблюдения в природе показывают, что соленосные залежи обычно подстилаются карбонатными породами. Сама залежь начинается сульфатами, затем следуют каменная соль и калийные соли.

Крупные месторождения гипса и ангидрита известны в кембрии восточной Сибири, Ирана и Пакистана, в девоне Украины и Белоруссии, в пермских отложениях Приуралья, Донбасса.

Месторождения каменной соли имеются в кембрии Сибирской платформы, Индии, в девоне Украины и Белоруссии, Канады и США, в пермских отложениях Приуралья и Урало-Эмбинского бассейна, Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины.

Значительно реже встречаются месторождения калийных солей. В СНГ залежи калийных солей известно в перми, Приуралья (Соликамск), в палеогеновых и неогеновых отложениях Прикарпатья. За границей наиболее крупные месторождения расположены в ФРГ (Штасфуртское) и США (в основном пермского возраста).

Гипс (сырой - природный) используется в качестве поделок, полуобожженный гипс – для получения отливов, слепков и моделей, и хирургии, в бумажном производстве, строительный гипс – как цемент для каменной кладки. В настоящее время широко применяется так называемый демпферный гипс (гипс, обработанный перегретым паром). Из него изготовляют различного рода строительные детали, отличающиеся очень высокой прочностью.

Ангидрит применяется для изготовления цементов, каменная соль – в химической промышленности и металлургии, а так же при приготовлении пищи. Калийные соли используются как агрономические руды, карналлит является основной рудой на магний. Сульфат натрия широко применяется в стекольной, химической и других отраслях промышленности.

Рекомендуемык контрольные вопросы к теме «Химические и биохимические породы: железистые, марганцевые породы, фосфориты, соли».

1. Охарактеризуйте происхождение железистых осадочных пород.
2. Какое практическое значение имеют железистые и марганцевые осадочные породы? Где они известны на территории стран СНГ?
3. Что такое фосфориты?
4. Каково образование фосфоритов по А.В. Казакову?
5. Назовите основные типы фосфоритов. Где находятся их месторождения?
6. Какое происхождение имеют соли?
7. Какие соли содержаться в морской воде?
8. Каков порядок образования солей?
9. Где находятся месторождения солей в Казахстан и в СНГ? Какое практическое значение они имеют?

ОРГАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ
Карбонатные и кремнистые породы

Карбонатные породы

Состав, структура и классификация карбонатных пород.

К карбонатным породам относятся различные известняки, мел, известковые туфы, доломиты и породы смешанного состава. Залегают они в виде пластов, иногда образуя толщи в сотни и тысячи метров, линз, конкреций, сложены, главным образом, минералами группы кальцита или скелетами известковых организмов.

Карбонатные породы классифицируют по генезису и минеральному составу. По генезису обломочные, биогенные и хемогенные породы, по минеральному составу – кальцитовые, доломитовые и смешанного состава. Основная масса некоторых карбонатных пород почти полностью перекристаллизована и установить условия их образования не представляется возможным (табл.9).

Главными породообразующими минералами в карбонатных породах являются кальцит, доломит, анкерит, железисто-магнезиальные карбонаты, в молодых (четвертичных – неогеновых) отложениях – арагонит и высокомагнезиальный кальцит. Оба они неустойчивы и переходят в кальцит, в древних породах встречаются редко (см. ниже). В породах смешанного состава важными компонентами становятся ангидрит, гипс, опал, халцедон, кварц. В некоторых карбонатных породах в заметном количестве присутствуют глауконит, органическое углистое и битуминозное вещество, сульфиды железа и иногда тяжелых металлов. Многие карбонатные породы обогащены терригенным песчано-глинистыми примесями. Специфическими (характерными) минералами для карбонатных пород являются барит, целестин и флюорит, которые встречаются в рассеянном виде (отдельные зерна и кристаллы) и образуют конкреции.

Важнейшие породобразующие организмы карбонатных пород – простейшие (главным образом фораминиферы), мшанки, кораллы, каменистые (известковые) губки, криноидеи, моллюски, брахиоподы, цефалоподы, остракоды и различные известковые водоросли.

Структуры карбонатных пород обломочные – псефитовые, псаммитовые, алевритовые (шламовые), органогенные (цельнораковинные и детритовые), микрозернистые с размером зерен 0,05 – 0,005мм – спарит и микроспарит (американских геологов), пелитоморфные – с размером зерен менее 0,005 мм –

микрит (американских геологов), кристаллически-зернистые – размер зерен более 0,05-0,1мм, оолитовые, псевдооолитовые, пизолитовые.

Таблица 9.

Классификация карбонатных пород

Генезис	Состав пород		
	кальцитовые	доломитовые	смешанные
1	2	3	4
Обломочные	Известняковые конглоэраты, конгломерато-брекчии, брекчии, «известняковые песчаники», алевролиты.	Доломитовые конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии – «доломитовые песчаники», алевролиты.	Известняково-доломитовые, доломитово-известняковые конгломераты и брекчии, песчаники и алевролиты.
Биогенные	Известняки рифовые: коралловые и мшанковые. Известняки-ракушечники (цельнораковинные); фораминиферовые, моллюсковые, криноидные и др. Известняки органогенно-детритовые (крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые): фораминиферовые, моллюсковые, криноидные и др. Известняки водорослевые. Мел.	Доломиты водорослевые, доломиты с органогенной и органогенно-обломочной структурой.	Известняковые доломиты, доломитовые и анкеритовые известняки, водорослевые и с органогенной структурой; углисто-карбонатные породы.
Хемогенные	Известняки микрозернистые и пелитоморфные, оолитовые, псевдооолитовые, пизолитовые, известковые туфы и натеки.	Доломиты микрозернистые, пелитоморфные, оолитовые, псевдооолитовые.	Известняковые доломиты, доломитовые и анкеритовые известняки микрозернистые и пелитоморфные. Сульфатно-карбонатные породы: ангидрито-доломиты. Кремнисто-карбонатные породы: кремнистые известняки и доломиты. Глинистые известняки – мергели.

1	2	3	4
Измененные - перекристаллизованные	Известняки кристаллически-зернис-тые и мраморизованные.	Доломиты кристаллически-зернистые и мраморизованные	Известняковые доломиты, доломитовые известняки, кристаллически-зернистые и мраморизованные.

Текстуры карбонатных пород слоистые (тонко- и толстослоистые), пятнистые, комковатые, оолитовые, пизолитовые, брекчиевидные, конгломератовидные и др. В перекристаллизованных известняках текстуры массивные. Формы отдельности – плитчатые, параллелепипедные, оскольчатые и др.

Известковые (кальцитовые) породы. К известковым породам относятся различные известняки (см. таблицу 9).

Обломочные известняки. Они состоят из обломков карбонатных пород (интеркласты), обломков литифицированных карбонатных осадков на отмелях (экстракласты или литокласты американских геологов) и обломков различных организмов. Обломки имеют различную форму и размер и несут следы механической обработки. В зависимости от формы и размера конгломератовидные, брекчиевидные известняки, известняковые песчаники и алевролиты (калькареиты).

Биогенные известняки. Биогенные известняки составляют большую часть карбонатных пород. Они составляют из остатков организмов, представленных цельными раковинами или раковинным детритом, не несущих заметных следов механической обработки. В зависимости от характера материала и типов организмов различают *известняки-ракушечники*, состоящие из целых раковин и *детритовые известняки*, состоящие из раковинного детрита. Последние весьма близки к органогенно-обломочным известнякам и отличаются от них только отсутствием заметной механической обработки раковинного детрита. Вероятно, между этими типами существуют постепенные переходы.

Чаще всего подобные известняки состоят из раковин и раковинного детрита пелеципод, гастропод, морских лилий, брахиопод или из остатков различных организмов. Раковины и детрит цементируются пелитоморфным и зернистым кальцитом. Количество цемента может изменяться в широких пределах и этот признак некоторые исследователи используют при их классификации. В детритовых известняках часты примеси терригенного материала, а в раковинах встречаются выделения сульфидов железа. Ракушечники и детритовые известняки обычно пористые, белые, желто-белые, бурые. Типичным примером являются понтические известняки-ракушечники юга европейской части России. Образуются они в зоне литорали, на подводном береговом склоне и в пределах мелководного шельфа.

Фораминиферовые известняки – довольно плотные белые и серые породы, почти нацело сложенные раковинами, скрепленными пелитоморфным и зернистым кальцитом. Стенки раковин сложены пелитоморфным кальцитом. В камерах раковин встречаются глобули пирита. Нумулитовые известняки менее плотные, напоминают мел, состоят из раковин нумулитов, скрепленных кальцитовым цементом.

Рифовые известняки сложены постройками кораллов, кораллов и мшанок, мшанок, к которым применяется небольшое количество раковин пелеципод, гастропод, остатки морских ежей и др. Рифовые известняки (коралловые) – типичный пример биогерм - прижизненных скоплений скелетов организмов; они слагают

мощные пласты, часто имеют куполообразную (штокообразную) форму тел, неслоистые. По периферии тела коралловых известняков переходят в слоистые органогенно-обломочные известняки.

К биогенным известнякам принадлежит белый пищущий мел – белая сравнительно мягкая порода (в сухом состоянии твердая) с высокой пористостью (до 50%). Мел состоит более чем на ¾ из остатков кокколитофорид и их фрагментов и мелких фораминифер (несколько процентов). В небольшом количестве встречаются другие органические остатки – раковины пелеципод, гастропод, цефалопод, брахиопод, панцири морских ежей, трубочки червей и др. В мелу имеется также пелитоморфный кальцит (микрит), который в какой-то мере играет роль цемента, возможно, хемогенного образования.

Хемогенные известняки. Они представлены микрозернистыми и пелитоморфными, оолитовыми и псевдооолитовыми разностями. Пелитоморфные известняки состоят из зерен кальцита диаметром < 0,005 мм, форма зерен неправильная – лапчатая. В шлифе нормальной толщины зерна обычно лежат в несколько слоев.

Макроскопически это плотные, афанитовые известняки с раковистым изломом и различной окраской – от светлой до темной.

Оолитовые и псевдооолитовые известняки состоят из зерен концентрического или радиально-лучистого строения или сферических образований, лишенных таких структур (псевдооолиты). Оолиты имеют размеры от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Количество их в породах изменчиво: в одних оолиты преобладают над цементом, в других - наоборот.

Образование оолитовых известняков происходит в зоне литорали в период седиментогенеза, в осадке – в период диагенеза. Центрами кристаллизации или обрастания являются обломки карбонатных раковин, кварца, полевых шпатов.

К карбонатным породам химического происхождения принадлежат также известковые туфы, образующиеся на выходах минеральных источников. Это пористые образования натечного сложения с пелитоморфной или микрозернистой структурой. Окрашены туфы обычно в желтовато-серые и буроватые тона, иногда светлые, почти белые.

Измененные – перекристаллизованные известняки могут возникать из известняков самого различного происхождения. Перекристаллизация известняков происходит при процессах катагенеза и метагенеза. В результате образуются кристаллически-зернистые и мраморированные известняки с зернами разного размера: микрозернистые (0,005-0,05мм), мелкозернистые (0,05-0,25мм), среднезернистые (0,25-0,5мм), крупнозернистые (0,5-1 мм) и грубозернистые с размером зерен более 1 мм. В мраморизованных известняках присутствуют кристаллы кальцита величиной до нескольких сантиметров.

Доломитовые породы. Доломитом называют породу, состоящую из минерала доломита (>95%). Обычно она содержит примесь кальцита, реже пирита, халцедона, кварца, органического вещества. В некоторых доломитах встречаются вкрапления ангидрита, гипса и сульфидов свинца и цинка. В шлифах доломитов часто наблюдается значительное количество правильных ромбоэдрических кристаллов доломита (зернистые и микрозернистые доломиты).

По макроскопическому облику доломиты напоминают известняки. Отличие заключается в различной реакции с HCl. Известняки с холодной HCl бурно вскипают,

доломиты нет. Если доломитовую породу истереть в тонкий порошок, последний будет вскипать с холодной HCl, но слабее, чем известняк.

Обломочные доломиты. Среди обломочных доломитов различают конгломераты, брекчии, конгломерато-брекчии и породы с меньшим размером зерна, вплоть до песчаного (1-0,05 мм). Состоят они из окатанных или угловатых обломков доломита, сцементированных доломитовым или кальцитовым цементом. Содержат примесь терригенного материала.

Обломочные доломиты встречаются среди мощных доломитовых толщ в виде прослоев, линз, иногда пластов и представляют собой результат перемыва этих толщ в условиях пляжевого мелководья.

Брекчии иногда имеют химическое происхождение – брекчии выветривания на доломитовых породах (пермь Донбасса).

Доломиты с органогенной структурой характеризуются наличием более или менее различимых органических остатков. Последние сложены пелитоморфным доломитом и сцементированы пелитоморфным или зернистым доломитом. В центре может присутствовать в небольших количествах кальцит. Доломиты этого типа образуются при доломитизации карбонатных осадков или эпигенетическом замещении известняков. Известны доломиты с остатками кораллов, брахиопод, мшанок, пелеципод.

Водорослевые доломиты. Они состоят из крупных караваеобразных биогерм, мелких округлых – шарообразных тел, которые почти нацело сложены водорослями (синезелеными и зелеными, концентрирцющими в своем теле карбонат магния). Тела водорослей сложены пелитоморфным доломитом. Цемента мало, состоит он из доломита. Водорослевые (биогермные) доломиты отличаются высокой пористостью и кавернозностью.

Известны также водорослевые доломиты с разорванными и переотложенными водорослями. Они отличаются тонкой горизонтально-волнистой слоистостью и значительно большей плотностью.

Карбонатные породы смешанного состава – *доломитовые известняки* (5-50% доломита), *известковые доломиты* (50-95% доломита), *анкеритизированные известняки* (от нескольких до 30-50% анкерита) – образуются путем доломитизации (анкеритизации) известнякового ила, реже известняков. Иногда породы подобного типа возникают путем раздоломичивания доломитов в процессе выветривания.

К карбонатным породам смешанного состава относятся углистые и кремнистые известняки и доломиты, а также глинистые известняки – мергели.

К породам, переходным между карбонатными и обломочными, относятся различные известняковые глины, алевриты, аргиллиты, песчаники, содержащие более 50% обломочного материала, и глинистые, алевритовые и песчаные известняки и доломиты, содержащие более 50% карбонатного материала. Первые представляют собой скопление глинистого и обломочного материала с карбонатным цементом и скелетами. Вторые – концентрацию карбонатного вещества (хемогенного и биогенного), в котором содержится большое количество как бы взвешенных глинистых и других примесей.

Мергели – это тонкозернистые, обычно мягкие, реже твердые камнеподобные породы, окрашенные в белые, желтовато-серые, зеленовато-серые, редко темные тона. Сложены они пелитоморфным или микрозернистым кальцитом (редко доломитом) и тонким глинистым материалом. Распределение глинистой примеси равномерное, редко она концентрируется в тонких прослоях. В некоторых мергелях

обнаружено значительное количество кремнезема (в виде опала). Такие породы называют кремнистыми мергелями. Глинистое вещество представлено главным образом монтмориллонитом и гидрослюдой. Иногда мергели содержат глауконит (глауконитовые мергели), цеолиты, барит, пирит. Многие слои мергелий содержат ходы илоедов и скелеты фораминифер, кокколитофорид и др.

Мергели образуют иногда мощные толщи, в которых чередуются с известняками, доломитами или белым пишущим мелом, реже с песчано-глинистыми породами.

Они используются для изготовления цемента. Особенно ценны так называемые цементные мергели, содержащие три четверти карбоната кальция и одну четверть глинистых примесей.

Происхождение карбонатных пород**.** Карбонатные породы наиболее сложны по составу и генезису. Они образуются в результате разрушения более древних известковых пород, раковин и скелетов различных организмов, деятельности растений (водоросли) и животных (простейшие, кораллы, моллюски и др.), а также в результате химического осаждения из вод озер, морей и океанов. Многие карбонатные породы не являются чистым накоплением обломочного материала или продуктов жизнедеятельности организмов, а совмещают в себе продукты механического разрушения, химического осаждения и деятельности организмов одновременно. По-разному происходит также изменение карбонатных осадков при диагенезе.

Хемогенные известняки возникают при седиментогенезе и раннем диагенезе. Непосредственная хемогенная садка $CaCO_3$ происходит в современных морях и океанах, а также в водоемах суш с аридным климатом, осаждение из иловых вод – в современных морских и озерных осадках. Однако роль хемогенной садки $CaCO_3$ в геологическом прошлом была более значительной. В результате хемогенной садки образуются пелитоморфные, оолитовые известняки и многочисленные карбонатные конкреции в терригенных породах.

Крупные месторождения известняков и доломитов известны в Подмосковном бассейне, Донбассе, Крыму, на Кавказе, на Урале, в Восточной Сибири, Средней Азии.

Никитовские и Еленовские месторождения доломитов перми и нижнего карбоната Донбасса дают высококачественный доломит. В бассейнах рек Донца и Дона известны многочисленные месторождения мела. Цементные мергели добываются в Амвросиевке и Новороссийске (верхний мел).

Известняки применяются в металлургии в качестве флюса, в сахарной промышленности (для очистки сиропов), в строительном деле. Доломиты используются для изготовления огнеупоров, цемента и в качестве флюса в черной металлургии. Мел находит применение в строительном деле и вместе с мергелями являются цементным сырьем.

Известняки нижнего карбона Донбасса (Каракубские и Еленовские карьеры) обеспечивают флюсовым материалом всю металлургию. Известняки Крыма и Подмосковного бассейна используются в основном как строительный материал. В Казахстане распространены в ВКО, Мангышлак.

Рекомендуемы контрольные вопросы к теме «Карбонатные породы»

1. Назовите карбонатные осадочные породы.
2. Какое происхождение могут иметь известняки?
3. Какие известняки называют ракушечником?
4. Что такое мел?
5. Какова распространенность известняка на территории Казахстана и стран СНГ?
6. Назовите области применения известняков.
7. Чем отличаются известняки от доломитов?
8. Каково происхождение доломитов?
9. Что такое мергель?
10. Какое практическое значение имеют доломиты и мергели и где они распространены?

Кремнистые породы (силициты). Каустобиолиты.

Кремнистые породы (силициты).

Состав, структуры и классификация кремнистых пород.

К кремнистым породам относятся различные осадочные образования, целиком или частична сложенные кремнеземом хемогенного или хемобиогеного и скелетами кремневых организмов. Они залегают в виде пластов, прослоев, конкреций и конкреционных образований, иногда образуют натеки, корки.

Классификация кремнистых пород основана на генезисе и минеральном составе. По генезису выделяются чисто хемогенные (гейзериты, кремневых конкреции), биогенные (диатомиты, радиоляриты) и хемобиогенные породы, образовавшиеся в результате накопления скелетов организмов, которые при диагенезе и катагенезе существенно изменились: растворение и переотложение кремнезема (в виде комочков опала), перекристаллизации с образованием халцедона и т.п. К хемобиогенным породам относится трепел, опоки и некоторые яшмы.

По минеральному составу выделяются опаловые, опало-халцедоновые и халцедон-кварцевые породы.

Наиболее детальную петрографическую классификацию силицитов предложил Г.И. Теодорович (1948г.). Она основана на количественном соотношении скелетов и кремнезема неорганического происхождения, типах органических остатков и удобно при изучении шлифов. Им выделяется 4 типа пород: 1) состоящие из скелетов кремневых организмов; 2) из кремнезема минерального генезиса и скелетов кремневых организмов; 3) из кремнезема, замещающего скелеты известковых организмов; 4) смешанного состава.

Главные породообразующие минералы силицитов – различные окислы кремния – опал аморфный, содержащий до 30% воды, и различные кристаллические минералы – халцедон, кварцит, кварц, кристобалит и др. Второстепенные – карбонаты, окислы и гидроокислы железа, глауконит, хлориты, сульфиды железа и терригенные примеси. Силициты обычно содержат органическое вещество: углистое и битуминозное.

Породообразующие организмы кремнистых пород представлены диатомовыми водорослями, радиоляриями и губками.

Яшмы – это халцедоновые и кварцево-халцедоновые породы, довольно сильно измененные.

Опал встречается в яшмах весьма редко. Кроме основных породообразующих минералов, в яшмах встречается ряд примесей: окислы и гидроокислы железа (яшмы

бурового цвета, коричневого, коричневого цвета), глинистые минералы и хлориты (яшмы серого и зеленого цвета), органическое вещество (яшмы темно-серого и черного цвета).

Яшмы разнообразны по своим текстурным особенностям и по цвету: полосчатые, пятнистые, узорчатые, бурого, красного, зеленого, серого, черного, малинового цветов, широко распространены зеленоватые яшмы (от светло-зеленых до темно-зеленых). Есть яшмы серые до черных тонов, пестрые, когда несколько окрасок совмещаются в одном образце. В некоторых яшмах обнаружены остатки кремневых организмов (радиолярии, спикулы губок). Возможно, что яшмы, содержащие органические остатки, образовались хемобиогенным путем. Яшмы лишенные органических остатков, возникли при хемогенной осадке кремнезема и с морских вод. Повышенные концентрации SiO_2 (вплоть до насыщения и пересыщения раствора SiO_2) могут возникать в местах подводной вулканической деятельности.

Лучшие месторождения яшм известны на Южном Урале, г.Орск, г.Полковник.

Кремнистые породы органогенного происхождения. К кремнистым породам биогенного и хемобиогенного происхождения относятся диатомиты, радиоляриты, спонголиты, трепелы и опоки. Все они широко распространены в мезозойских и кайнозойских отложениях.

Диатомиты – легкие, светлые, тонкопористые и мягкие породы (плотность 0,4-0,8). Состоят из скорлупок диатомовых водорослей, сцементированных опалом. Как и большинство опаловых пород, прилипают к языку (благодаря высокой пористости и большой удельной поверхности). Часто слоистые и микрослоистые. В виде примесей содержат глинистые частицы зерна глауконита, спикулы губок. В отложениях четвертичного периода широко распространен глубоководный диатомовый ил. Реже встречаются диатомовые озерные осадки (Севан и др.).

Радиоляриты – породы слоистой текстуры (часто микрослоистые) от серого до темно-серого цвета. Состоят из опала, в котором рассеяны многочисленные скелетные остатки радиолярии, содержат примесь глинистых частиц и органического вещества, сульфидов железа, в четвертичных отложениях встречается глубоководное радиоляриевый ил.

Ископаемые радиоляриты связаны постепенными переходами с яшмами, содержащими остатки радиолярий.

Трепелы и опоки – в куске серые, беловато-серые, иногда почти белые породы, очень легкие, напоминают каолин и мел (плотность трепела 0,7-1,4 опок – 1,1 – 1,8).

Главный минерал в трепелах и опоках – опал. Он встречается в виде мельчайших шариков микроскопических размеров и в виде цемента, связывающего эти шарики и другие компоненты породы. Рентгеновским методом устанавливается кристобалит.

В небольших количествах можно встретить остатки кремневых организмов, в основном диатомовых водорослей, реже спикулы кремневых губок. Вероятно, опоки и трепелы образуются из диатомитов и спонголитов, претерпевших изменения при диагенезе и особенно во время катагенезе (растворение, переотложение кремнезема и частичная раскристаллизация).

Кроме опала и кристобалита, в составе опок и трепелов мы встречаем кальцит, глауконита и различные терригенные примеси. Если количество терригенных примесей велико (>50%), принято говорить об *опоковидных* (трепеловидных) *породах*. Последние распространены гораздо шире самих опок и трепелов. Среди них имеются опоковидные песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины.

Трепелы (и опоки) могут содержать в различном количестве примесь карбонатного материала. Существует постепенный переход между трепелом и опокой и мергелем и мелом. Выделяются кремнистый, или трепеловидный, мел и мергель (до 50% SiO_2) и карбонатные трепелы и опоки (до 50% $CaCO_3$).

Трепелы и опоки залегают в виде пластов различной мощности и линз карбонатных и обломочных пород. Наиболее часто они встречаются в меловых, палеогеновых и неогеновых отложения (в Днепровско-Донецкой впадине, на окраинах Донбасса, в Поволжье).

Кремнистые породы – ценное полезное ископаемая. Яшма применяются как декоративный материал и для различных поделок, трепелы и опоки – для изготовления кремнистого цемента и в качестве гидравлических добавок к обычному типу цемента, как теплоизоляционный и звукоизоляционный материал.

Каустобиолиты.

К каустобиолитам относятся торф, сапропель, горючие сланцы, ископаемые угли, нефть, твердые битумы и горючие газы. По составу, свойствам и условиям образования они подразделяются на две подгруппы: торфа, сапропеля и ископаемых углей и нефти, битумов и горючих газов.

*Торф, ископаемые угли***.**

Торф. Представляет собой скопления растительных остатков разной степени разложенности и гелификации. Химическим анализом в торфе обнаружены воски, смолы, жирные кислоты, углеводы, лигнин и продукты его превращения – гуминовые кислоты, остатки неразложенных растений, содержащих лигнин и целлюлозу. Сложение его волокнистое, землистое, цвет бурый, обычно содержит терригенное примеси и минеральные новообразования (сидерит, вивианит и др.). Содержание углерода в органической массе (без воды и золы) около 55-60%.

Торф образуется в болотах и торфяниках. Растительность болот (мхи, травы, древесные формы), отмирая, падает на дно, где в условиях затрудненного доступа кислорода при участии бактерий разлагается (процесс оторфенения).

Месторождение торфа многочисленны в странах с равнинным рельефом и умеренно-влажным и влажным тропическим климатом: северная лесная зона, Полесье, Колхида (СНГ), Побережье Атлантического океана в близи Флориды, Индонезия (некоторые области) и др. Применяется как местный вид топлива.

Горючие сланцы. Это глинистые или известковистые, часто тонкослоистые породы буровато-серого и зеленовато-серого цвета, содержащие органическое вещество от 20 до 60%.

Органическое вещество представляет собой остатки водорослей и животного планктона, преобразованные процессами гниения последующими изменениями в сапропелитовые коллоидную массу. Таким образом, горючие сланцы по существу являются зольными сапропелитами. Они легко загораются от спички, горят коптящим пламенем и издают запах жженной резины. Органическое вещество из сланцев извлекается сухой перегонкой. В них содержится углерод.

Породы почвы и кровли угольного пласта представлены глинами, аргиллитами, глинистыми сланцами, реже песчано-глинистыми и песчаными породами и известняками. Глинистые породы часто имеют каолинитовый состав.

О качестве углей можно судить по техническому анализу, кода определяется содержание золы, влаги, летучих веществ, кокса и серы, и по элементарному анализу, когда определяется содержание главных химических элементов угля.

Наиболее крупные бассейны мира, расположенные в центральных штатах США, Англия, Бельгии, Голландии, Германия (Вестфальский бассейн), Польше (Верхний Силезия), Украина (Донбасс), - каменноугольного возраста; Печорский бассейн, Тунгусская угленосная площадь, Кузнецкий бассейн – пермского возраста; ВКО (Казахстан), Центральный Казахстан – Кендырлык; многочисленные бассейны Северо-Восточного Китая, Дальнего Востока, Южной Сибири и Средней Азии – пермского и юрского, мелового и палеоген – неогенового возраста.

Угли представляют собой ценнейшие полезное ископаемое. Они применяются как топливо, при выплавке металлов и служат сырьем для химической промышленности.

Нефть, твердые битумы, горючие газы.

Нефть. Это маслянистая жидкость, обычно черного или темно-бурого цвета, реже бесцветная. Состоит из различных углеводородов: насыщенных, или парафиновых, - C_nH_{2n+2}, ненасыщенных, или нафтеновых, - C_nH_{2n} и ароматических - C_nH_{2n-x}, где x = 6, 8, 10 и т.д., а также O_2, S и N-содержащих соединений.

Парафиновые нефти светлые и легкие, *нафтеновые* – темные и тяжелые, ароматические содержат много асфальтенов, чаще всего в их состав входят два или даже три типа углеводородов.

Углеводороды, входящие в состав нефти, представляют собой газы, жидкости и твердые вещества. Следовательно, нефть представляет собой сложный раствор углеводородов, где в жидкой фазе растворены твердые и газообразные вещества. По составу углеводородов нефти разделяются на шесть типов: *метановые, нафтеноароматические и ароматические.*

Плотность нефти изменяется от 0,75 до 1,016. Обычно она плавает на воде, редко тонет в воде. Нефть – оптически активная жидкость, вращает плоскость поляризации светового луча почти всегда вправо, люминесцирует в ультрафиолетовых лучах (частично при дневном свете) в голубых и желто-бурых тонах.

Геологические условия нахождения нефти очень разнообразны: она залегает в песках, алевритах, известняках и других пористых или трещиноватых породах. Обычно эти породы морского происхождения, лагунно-заливные или дельтовые. Принято различать нефтематеринские породы свиты, где она образуется, и коллекторы нефти, где находит себе место и откуда извлекается человеком. Нефтематеринскими породами обычно являются глины и аргиллиты, богатые органическим веществом, реже известняки, доломиты и мергели. Нефть может встречаться и в других породах, вплоть до изверженных, но надо полагать, что она находится там во вторичном залегании.

Для накопления нефти (образования месторождений) благоприятны соляные купола, брахиантиклинальные складки, флексуры, ископаемые рифовые массивы, а также чередование в разрезе проницаемых и непроницаемых, пористых и непористых пород.

Нефтяные месторождения известны на Кавказе – Апшеронский полуостров и морские месторождения Каспия, Грозненский и Майкопский районы, на территории между Волгой и Уралом (Второе Баку) (Россия), Украине – Прикарпатье, Полтава, Миргород, Шебелинка (газовые месторождения) и др. Значительные месторождения нефти и газ находятся на полуострове Мангышлак (Казахстан) и в Западной Сибири (Россия).

Нефть – ценнейшее полезное ископаемое. Из нее получают бензин, керосин и многие другие продукты, без которых немыслима жизнь современного человека. Нефть широко применяется для органического синтеза.

Твердые битумы. Твердые битумы обычно представляют собой продукты изменения (окисления) нефтей и встречаются в нефтегазоносных областях. Продуктами первой стадии окисления нефти являются мальта и Кир, затем следует асфальты и озокериты.

Озокерит – порода буровато-желтого, зеленовато-желтого, бурого цвета, состоит из смеси твердых углеводородов парафинового ряда с небольшой примесью жидких и газообразных; плавится при температуре 58-85^{0}С, излом его – плоскораковистый, занозистый, летом в обнажениях имеет мазеобразную консистенцию. Залегает обычно в виде жил, реже пластами (Фергана, Челекен).

Асфальт – порода почти черного цвета, твердая и вязкая. Плотность 1,0–1,2 твердость 3. Состоит из смеси смол (40-50%), масел (до 40%) и асфальтенов. Содержание углерода в асфальте 80-85%, водорода до 12%, серы, кислорода и азота до 2-19%. Обычно залегает в виде жил.

Горючие газы. Различают газы, связаны с угольными месторождениями и состоящие целиком из метана, и газа, связанные с нефтяными месторождениями, тоже метановые, но с более или менее значительным содержанием тяжелых углеводородов.

Практическое значение имеют газы, связанные с нефтяными месторождениями. Кроме метана, они содержат в различной пропорции азот, углекислоту, иногда сероводород, довольно часто гелий, аргон и другие благородные газы (от следов до нескольких процентов).

По количеству тяжелых углеводородов различают «сухие» газы (тяжелые углеводороды составляют доли процента) и «жирные» (тяжелых углеводородов от нескольких процентов до нескольких десятков процентов).

В связи с высокой миграционной способностью газов месторождения их часто встречаются вдали от месторождений нефти (Шебелинка, Бухара и др.).

Месторождения горючих газов на территории бывшего СССР известны в Прикарпатье (Дашава), северо-восточной Украины (Шебелинка), Саратовском Поволжье, Бухаре, Западной Сибири.

Горючие газы используются как топливо и как сырье для получения самых различных синтетических материалов: пластмассы, искусственного волокна и др.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Кремнистые породы».

1. Какие Вы знаете кремнистые осадочные породы?
2. Дайте характеристику диатомиту и трепелу. Каково происхождение этих пород?
3. Что собой представляет яшма, ее минеральный состав.
4. Наиболее распространенное месторождение яшмы.
5. Что такое опока, ее свойства?
6. Отличие трепела от опоки.
7. Назвать текстуры яшмы.
8. Назвать месторождения нефти и угля в Казахстане.

Тема 2.8. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД.

План.

1. *Понятие метаморфических горных пород.*
2. *Основные факторы метаморфизма.*
3. *Виды метаморфизма:*
   а) региональный метаморфизм;
   б) динамометаморфизм;
   в) контактовый метаморфизм;
   г) гидротермальный и пневматолитовый метаморфизм.
4. *Классификация метаморфических пород.*
5. *Вещественный состав метаморфических пород (химический и минеральный состав).*
6. *Структуры и текстуры метаморфических пород.*
7. *Описательная характеристика метаморфических пород:*
   а) породы регионального метаморфизма;
   б) породы динамометаморфизма;
   в) породы контактовый метаморфизма;
   г) породы гидротермального и пневматолитового метаморфизм.

Условия образования метоморфических горных пород

Метоморфизм называется преобразование горных пород под воздействием внутренних (эндогенных) процессов, вызывающих изменение физико-химических условий в земной коре. Такое изменение приводит к частичному или полному минеральному и структурно-текстурному приспособлению породы к новым условиям, причем этот процесс протекает с сохранением твердого состояния системы. Возникающие минеральные ассоциации устойчивы только в определенных физико-химических условиях и называются *парагенетическими*.

Главными факторами метаморфизма являются температура, давление и химически активные вещества – растворы и газы. Важное значение имеет состав исходной породы, ее строение, длительность процесса изменения и его характер. Метаморфические процессы могут происходить либо изохимически без существенного изменения валового химического состава метаморфизуемой породы, либо метасоматически – со значительным изменением состава последней вследствие привноса и выноса вещества. Изменениям подвергаются породы любого состава и генезиса – магматические, осадочные или уже ранее метаморфизованные. В зависимости от интенсивности метаморфических процессов наблюдаются постепенные переходы от слабо измененных пород, сохраняющих реликты состава и структуры исходного материала, до разностей, глубоко преобразованных, первоначальная природа которых полностью утрачена.

Основной задачей при изучении метаморфических пород является умение распознавать в измененной породе ее первоначальную природу и расшифровывать процессы, обусловившие ее новый состав и строение.

Факторы метаморфизма.

Успехи, достигнутые за последние 10-15 лет в области получения в лабораторных условиях высоких температур и давлений, соответствующих глубинным зонам земной коры, позволили подойти к достаточно надежной количественной оценке факторов метаморфизма и моделированию термодинамических условий, соответствующих естественным процессам.

Температура

Как уже было сказано ранее, предполагают, что главными источниками тепла в земной коре являются энергия радиоактивного распада, привносимое глубинными растворами, поступающим из недр Земли, тепло магматических интрузией и тектонических процессов, экзотермический эффект некоторых химических реакций, сопровождающих метаморфизм пород, и ряд других.

Температурный интервал, в пределах которого происходят типичные метаморфические преобразования, заключен примерно между 300-400^{0}С и 900-1000^{0}С (Соболев, 1970). Ниже 300^{0}С вследствие резкого падения скорости метаморфических превращений последние практически не происходят или протекают крайне медленно; верхний предел ограничен температурой начала плавления наиболее распространенных горных пород и соответствуют условиям магмообразования.

Температура – важнейший фактор метаморфизма, влияющий на процессы минералообразования, резко увеличивающий скорости химических реакций, степень перекристаллизации породы и в значительной мере контролирующий возникновение тех или иных парагенетических минеральных ассоциаций. В условиях растущей температуры происходят важные для минералообразования эндотермические реакции, сопровождающиеся процессами дегидратации гидроксилсодержащих минералов и декаборнатизации карбонатов.

Давление

Различают всестороннее давление (гидростатическое) и направленное давление (стресс).

Гидростатическое давление определяется действием нагрузки вышележащих толщ. Величина его возрастает в зависимости от удельного веса пород в среднем на 270 атм на каждый километр погружения, что позволяет предполагать на глубине 10км давление, равное 2700атм, на глубине 20км – 5400атм и т.д. Таким образом, на глубинах порядка 50км, примерно определяющих в орогенных зонах нижнюю границу земной коры, гидростатическое давление должно быть равно около 13000 атм. Однако изучение минеральных парагенезисов, полученных экспериментальным путем, и сопоставление их с естественными ассоциациями позволили установить, что давление при метаморфизме может достигать 25000 атм. Отсюда был сделан вывод, что в условиях земной коры величина давления не ограничивается весом вышележащих толщ. В.С.Соболев (1970) придает большое значение.

Химически активные вещества.

К *химически активным веществам* прежде всего относится вода и затем углекислота, которые находятся в том или ином количестве почти во всех горных породах в виде так называемых «поровых» или «межзерновых» метаморфогенных растворов и газов. Иногда существенное значение приобретают соединения водорода, азота, хлора, фтора, серы, бора, фосфора, калия, натрия и других элементов. Средние содержания наиболее распространенных компонентов поровых растворов (в молярных долях) характеризуются следующими данными (Соболев, 1970): H_2O 84,4; CO_2 10,1; H_2S 1,9; HF 1,8; HCl 1,4; N_2 0,4.

Виды метаморфизма.

В сложных природных условиях, как правило, каждая конкретная метаморфическая порода формируется под влиянием нескольких факторов; роль этих факторов и их абсолютные величины определяются той геологической обстановкой, в которой протекал процесс. С учетом геологических условий, господствующих факторов метаморфизма и характера возникающих пород выделяются следующие основные типы метаморфизма: катакластический, контактово-термальный, метасоматический и региональный. Первые два типа проявляются локально на небольших территориях, последний охватывает огромные регионы; метасоматический метаморфизм может сопровождать любой тип метаморфизма и поэтому развивается как в локальных, так и в региональных условиях.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме
«Условия образования метаморфических горных пород».

1. Что такое метаморфизм?
2. Каковы главные факторы метаморфизма?
3. В чем заключается механизм метаморфических процессов?
4. Дать понятие метаморфических горных пород.
5. В каком состоянии происходит изменение метаморфических горных пород.
6. Что является источниками тепла?
7. В чем заключается механизм метаморфических процессов?

ВИДЫ МЕТАМОРФИЗМА, КЛАССИФИКАЦИЯ

Динамометаморфизм

Катакластический метаморфизм (синоним - *динамометаморфизм, дисклационный метаморфизм)* возникает в узких зонах разрывных нарушений и вызывается относительно кратковременным, резким действием направленного давления (стресса). Если этот процесс происходит без заметного участия температурного фактора, то новые минералы не образуются и происходит только механическое разрушение (катаклаз, деструкция) породы. В томслучае, если стресс не превышает предельной прочности минералов, изменения будут касаться лишь некоторых их свойств, таких, как возникновение двуосности в кварце и кальците, появление волнистого погасания в кварце и др. Если же стресс превышает эти пределы, то вначале образуются плоскости и двойники скольжения (например в карбонатах и полевых шпатах), начинают дробиться более хрупкие минералы, затем менее хрупкие и, наконец, порода перетирается и развальцовывается. При повышении температуры вследствие трения минеральных частиц или других причин в катаклазированной породе могут развиваться некоторые низкотемпературные минералы – серицит по плагиоклазам, хлорит и тальк по железисто-магнезиальным силикатам и др.

В зависимости от степени катаклаза выделяются следующие главные разновидности продуктов катакластического метаморфизма: тектонические брекчин, катаклазиты, милониты.

Контактово-термальный метаморфизм

Контактово-термальный метаморфизм проявляется во внешних экзоконтактовых ореолах интрузивов под воздействием тепла, излучаемого остывающим магматическим расплавом, и происходит при относительно низких

давлениях и по существу без привноса и выноса вещества в метаморфизуемые породы, т.е. носит изохимический характер.

Этот тип метаморфизма особенно отчетливо наблюдается в контактах интрузивов, основного и ультраосновного состава, обычно наиболее высокотемпературных и слабо насыщенных летучими компонентами (как известно из предыдущего, температура основной магмы достигает 1200^0С, тогда как температура кислой магмы не превышает $700\text{-}800^0$С).

По данным В.С.Соболева (1970), температурный интервал, в пределах которого происходит типичный контактовый метаморфизм, заключен между $500\text{-}900^0$С.

В пределах ореола контактово-измененных пород выделяются зоны термального метаморфизма – от наиболее высокотемпературной, в непосредственном контакте с интрузивом, к все более низкотемпературным – по мере удаления от него.

Среди продуктов контактово-термального метаморфизма образуются различного рода сланцы, роговики, кристаллические известняки и др.

Метасоматоз.

Метасоматоз – процесс, при котором происходит привнос одних компонентов и вынос других, что приводит к изменению химического и минерального состава метаморфизуемой породы. В процессе метасоматоза растворение и замещение минералов осуществляется почти одновременно без существенного изменения объема породы при условии сохранения ее твердого состояния.

Главными агентами при метасоматозе являются обильные термальные растворы, содержащие хлориды щелочных металлов, галоиды, серу, фтор, бор и др. С помощью растворов происходит миграция вещества, привносимого в породу и уносимого из нее

С метасоматитами генетически связано большое число важнейших промышленных месторождений полиметаллов, олова, вольфрама, молибдена, золота, меди и других полезных ископаемых.

Региональный метаморфизм

Региональный (динамотермальный) метаморфизм проявляется на обширных территориях в пределах подвижных поясов земной коры вне видимой связи с интрузиями. О причинах, вызывающих этот тип метаморфизма, существуют различные гипотезы, среди которых следует упомянуть о двух принципиально разных представлениях. По мнению Н.Г.Судовикова, главной причиной регионального метаморфизма следует считать тектонические движения, приводящие в результате развития подвижных поясов к погружению на разную глубину накопленных и дислоцированных геосинклинальных осадочных и вулканических образований.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Для того чтобы яснее понимать основы современной классификации метаморфических пород, следует рассмотреть развитие этой проблемы в историческом аспекте.

Первыми шагами в вопросах классификации метаморфических пород было разделение их по типам метаморфизма (Ломоносов, Геттон, Ляйель, Иностранцев и др.). Позднее основное внимание было сосредоточено на классификации наиболее распространенных и генетически неясных регионально метаморфизованных пород. К.Ван-Хайз (1898, 1904), Ф.Бекке (1903, 1921), У.Грубенман (1904, 1910), П.Ниггли

(1913) предложили их классификацию на основе гипотезы о «глубинных зонах метаморфизма». Согласно этой гипотезе интенсивность регионального метаморфизма рассматривалась в качестве функции температуры и давления, тогда как последние в свою очередь ставились в прямую зависимость от глубины залегания пород. Были намечены устойчивые в определенных термодинамических условиях ассоциации минералов, послужившие основой для выделения трех зон регионального метаморфизма: верхней (эпизоны), средней (мезозоны) и нижней (катазоны).

Верхняя зона характеризовалась умеренной температурой, незначительным гидростатическим давлением, сильным стрессом и комплексом минералов, среди которых большую роль играли гидроксилсодержащие силикаты. В качестве типичных минералов указывались цоизит, хлорит, серицит, хлоритонд, актинолит, тальк, альбит. Типичными породами верхней зоны считались сланцы.

Для средней зоны предполагались более высокие температура и гидростатическое давление и очень сильный стресс. Типичные минералы этой зоны: биотит, мусковит, роговая обманка, дистен, ставролит, альмандин. Характеризовали зону кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, гнейсы.

Нижняя зона отличалась наиболее высокими температурой и гидростатическим давлением и относительно слабым направленным давлением. В качестве типичных минералов назывались силлиманит, корунд, анортит, ромбический пироксен, волластонит, омфацит, пироп. К породам нижней зоны относились кристаллические сланцы, роговики, мраморы, кварциты, гранулиты, гнейсы, эклогиты.

Классификация регионально метаморфизованных пород получила дальнейшее развитие в работах Г.Барроу (1912) и К.Тилли (1921, 1925), выделивших на основании изучения весьма чувствительных к изменению температурных условий глинистых пород хлоритовую, биотитовую, гаранатову, ставролитовую, кианитовую и силлиманитовую зоны метаморфизма. Основанием для разделения являлись минералы-индексы, первое появление которых определяло границу между двумя соседними зонами.

Фации контактового метаморфизма

Для группы *А* фаций контактового метаморфизма характерны следующие условия: давление от 1 до 1 тыс. *атм*; температура от 700^0С, чаще от 1000 до 1100^0С, в особых случаях до 1200^0С.

Мусковит – роговиковая фация – $А_3$. Температура менее 550 – 600^0С. Давление от первых сотен атмосфер до 2 тыс.*атм*.

Амфибол – роговиковая фация – $А_2$. Температура от 550^0, чаще от 600 до 800^0С. Давление от первых десятков и сотен атмосфер до 1 – 2 тыс *атм.* Сверху поле фации ограничено линией устойчивости альмандина, доломита и кальцита с кварцем.

Пироксен – роговиковая фация – $А_1$. Температура от 700-800 до 900^0С. Давление от первых сотен атмосфер до 3-4 тыс. *атм*. Сверху поле фации ограничено линией устойчивости силлиманита, волластонита с кальцитом, граната, биотита и др.

Спуррит-мервинитовая фация – $А_0$. Температура 900 – 1200^0С. Давление от 1 до 200 – 300 *атм*. Характерна для ксенолитов в вулканических породах или в непосредственном контакте с интрузивами основного состава. Имеет крайне ограниченное распространение.

Фации средних давлений, соответствующие «обычному» региональному метаморфизму.

Для фаций группы *B* давления изменяются в широких пределах – от 3 – 5 *атм* до 10 – 15 тыс. *атм*; температурный интервал от 300 – 400 до 900 – 1000^{0}С.

Фация зеленых сланцев - B_4. Температура от 350-400до 500-550^{0}С. Давление до 7 – 10 тыс.*атм*. Верхний предел фации ограничен устойчивостью хлорита с кварцем, исчезновением роговой обманки, альмандина, олигоклаза. Нижняя температурная граница фиксируется отсутствием каолина, диаспора, цеолитов.

Эпидот – амфиболитовая фация – B_3. Температура от 500 до 600 – 650^{0}С. Давление до 7,5 – 10 тыс.*атм*. Нижняя температурная граница фации фиксируется сменой альмандина хлоритом с кварцем, сменой роговой обманки актинолитом с эпидотом и альбитом и вытеснением ставролита хлоритом. Верхняя граница определяется заменой мусковита и кварца на силлиманит.

Амфиболитовая фация – B_2. Температура 650-800^{0}С. Давление примерно от 4 до 8тыс.*атм*. Верхний температурный предел фации ограничивается равновесием ортопироксен – кварц, исчезновением ромбических амфиболов и биотит – силлиманит – калишпат – кварцевой ассоциации. В условиях амфиболитовой фации возможно анатектическое плавление пород с образованием гранитного расплава.

Гранулитовая фация – B_1. Температура от 750-800^0 до 900 – 1000^{0}С. Давление от 4-5 до 12-13 тыс.*атм*. Сверху по температуре и давлению поле фации ограничено линией устойчивости альмандина и доломита и линией плавления базальта.

Фации –B_1, B_2, B_3 отграничены от фаций C_1, C_2, C_3 линией устойчивости дистена.

Фации метаморфизма высоких давлений

Фации группы *C* характеризуются давлением 8 тыс.*атм.* при низких температурах и свыше 14 тыс.*атм.* при высоких температурах. Температурный интервал от 300 до 1000^{0}С. Эта группа фаций относится к типу регионального метаморфизма, но проявляется только в относительно узких тектонических зонах земной коры.

Жадеит-лавсонит-глаукофановая фация C_4. Температура 300-500^{0}С. Давление свыше 8-10 тыс.*атм.*

Глаукофан-альмандиновая фация (дистен – мусковитовых сланцев) - C_3. Температура от 500 до 650^{0}С. Давление до 15 тыс. *атм* и выше. Нижняя граница фации определяется устойчивостью дистена и альмандина.

Фация дистеновых гнейсов и амфиболитов - C_2. Температура от 650 до 800-850^{0}С. Давление свыше 10 тыс.*атм*, но изредка достигает 15-17 тыс. *атм*. Нижней границей фации является линия устойчивости дистена и калишпата.

Эклогитовая фация - C_1. Температура 850-1000^{0}С. Давление свыше 14 тыс.*атм*. Нижний предел фации фиксируется наличием граната, содержащего не менее 50% пироповой составляющей. Верхний предел фации ограничен линией базальтового расплава. Типичные эклогиты характерны только для мантии.

Минеральные ассоциации, определяющие каждую из перечисленных выше фаций, приводятся при описании пород этой фации.

Несмотря на стройность классификации метаморфических пород, основанной на принципе фаций, она не лишена недостатков:

Таблица 10

Масштаб проявления процесса	Геологическая обстановка	Типы метаморфизма	Метаморфические фации	Исходные породы		
				Глинистые и кварц-полево-шпатовые (метанелиты)	карбонатные	Основные и средние магматические, туфогенные, граувакки, мергели (метабазиты)
Локальный	Зоны тектонических нарушений	Катакластический		Тектонические брекчии Катаклазиты Милониты Ультрамилониты Порфироиды	Тектонические брекчии Катаклазиты Милониты Ультрамилониты	Тектонические брекции Катаклазиты Милониты Ультрамилониты Порфиритоиды
	Контактовые ореолы интрузивов	Контактово-термальный	Мусковит-роговиковая	Пятнистые и узловатые сланцы	Кристаллические известняки - мраморы	Альбит – эпидот – актинолитовые породы
			Амфибол-роговиковая	Роговики	Мраморы Известково-силикатные роговики (скарноиды	Амфиболовые роговики
			Пироксен-роговиковая	Роговики	Мраморы Известково-силикатные роговики (скарноиды	Плагиоклаз-пироксеновые роговики

продолжение таблицы 10

Региональный	Складчатые области	Региональный	Фации средних давлений	Зеленых сланцев	Филлиты Кварцитовидные песчаники	Известковистые сланцы	Зеленые сланцы Серпентиниты
				Эпидот-амфиболитовая	Кристаллические сланцы Кварцитовидные сланцы	Мраморы Силикатные мраморы	
				Амфиболитовая	Парагнейсы Ортогнейсы Мигматиты	Мраморы Силикатные мраморы	Амфиболиты
				Гранулитовая	Гранулиты		Гранулиты
	Глубинные тектонические зоны		Фации высоких давлений	Жадент-лавсонит-глаукофановая	Сланцы		
				Глаукфан-альмандиновая (дистен-мусковитовых сланцев)	Сланцы		
				Дистеновых гнейсов и амфиболитов	Дистеновые гнейсы		
				Эклогитовая			Эклогиты
Локальный	Контактовые ореолы интрузивов Зоны трещиноватости и циркуляции растворов	Метасоматический			Адинолы Грейзены Вторичные кварциты	Скарны	Пропилиты Серпентиниты Лиственитты

1. Трудно определить четкие границы каждой фации, так как они характеризуются различными ассоциациями критических минералов, что объясняется большим разнообразием составов исходных пород.

2. Минеральный состав пород позволяет решать важнейшую задачу об условиях формирования породы, но не отвечает на вопрос о геологической обстановке метаморфизма. В частности, выделение фаций контактового и регионального метаморфизма в известной мере условно.

3. Такая классификация достаточно сложна для обычного практического использования.

В табл.10 приведена схема классификации метаморфических пород по типам метаморфизма и метаморфическим фациям с учетом исходного материала там, где это возможно. Спуррит-мервинитовая фация в таблицу не включена вследствие ее крайне ограниченного распространения. По той же причине не рассматриваются продукты метаморфизма редких пород.

Если удается определить генетическую природу исходной породы, то к названию породы прибавляют приставку «орто» или «пара». Приставка «орто» указывает на происхождение метаморфической породы за счет магматической породы (орто – гнейс, ортоамфиболит и т.д.), приставка *«пара»* указывает на метаморфизм осадочной породы (парагнейс, параамфиболит и т.д.).

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме
«Виды метаморфизма, классификация».

1. Какие виды метаморфизма обычно выделяют?
2. Какой метаморфизм называется региональным?
3. Что такое метасоматоз и в чем его суть?
4. Привести примеры пород регионального метаморфизма.
5. Привести примеры пород динамометаморфизма.
6. Перечислить основные факторы регионального метаморфизма.
7. Назвать виды классификаций метаморфических пород.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, СТРУКТУРА, ТЕКСТУРА.
Вещественный состав метаморфических горных пород.

Вещественный состав метаморфических пород определяется их химическим и минеральным составом и зависит от состава исходных пород и действующих факторов метаморфизма.

*Химический состав***.**

Сопоставление химических анализов магматических, осадочных и метаморфических пород показывает, что каждая генетическая группа пород состоит из одних и тех же главных окислов: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O, CO_2. Однако количественные соотношения окислов в исходных породах – магматических и осадочных, как правило, различны, что находит отражение в составе метаморфических пород.

*Минеральный состав***.**

Разнообразие химического состава исходных пород и различные термодинамические условия метаморфизма приводят к исключительному разнообразию минерального состава метаморфических пород.

Минералы, слагающие метаморфические породы, можно разделить на следующие группы:

1. Минералы, широко распространенные как в метаморфических, так и в магматических породах (полевые шпаты, кварц, слюды, роговая обманка, большинство пироксенов, оливин и др.).
2. Минералы, типичные для осадочных пород (кальцит, доломит).
3. Минералы, которые могут находиться в магматических породах в качестве вторичных, а также слагать типичные метаморфические породы (серпентин, хлорит, актинолит, серицит и др.).
4. Специфические метаморфические минералы, присутствие которых возможно только в глубоко преобразованных метаморфических породах: дистен, андалузит, ставролит, кордиерит, некоторые гранаты, везувиан, волластонит, глаукофан и др.

Форма залегания метаморфических пород обычно унаследована от тех осадочных или магматических пород, по которым они образовались. Метаморфические породы наследуют слоистое сложение, которое в них проявляется в закономерном послойном изменении минерального состава и структуры. В отличие от осадочных толщ слои в метаморфических породах крайне редко залегают горизонтально. Обычно породы смяты в складки, смещены вдоль разрывных нарушений, местами раздроблены.

Метаморфические ортпороды представлены пересекающими слоистость вмещающих пород телами неправильной, жило- или линзообразной формы, штоками, дайками или согласными залежами и покровами. Природа этих метаморфических пород часто выявляется с трудом, лишь с применением детальных геологический исследований.

ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Важнейшие отличия метаморфических пород от магматических и осадочных заключаются в их минеральном составе, а также в их структурных и текстурных особенностях.

Структуры и текстуры метаморфических горных пород.

Структуры и текстуры метаморфических пород наряду с минеральными ассоциациями дают представление об интенсивности перекристаллизации породы и условиях, в которых протекал этот процесс.

Структуры.

Процесс перекристаллизации породы в твердом состоянии называется *кристаллобластезом*, а структуры, возникающие в результате такого процесса, - *кристаллобластовыми.*

Кристаллобластез обусловливает специфику структурных особенностей метаморфических пород, важнейшие из которых следующие:

Структура метаморфической породы не может отражать последовательность выделения минералов, характеризующую процесс кристаллизации из расплава, так как в условиях метаморфизма рост минералов происходит одновременно. Кристаллизационная способность для разных минералов различна, она векториальна и определяет степень совершенства формы кристаллов.

По степени убывания кристаллизационной способности Ф.Тернер располагает метаморфические минералы в нижеприведенный *кристаллобластический ряд*:

Рутил, сфен, магнетит

Турмалин, дистен, ставролит, гранат, андалузит

Эпидот, цоизит, форстерит

Пироксены, амфиболы, волластонит
Слюды, хлориты, тальк,
Доломит, кальцит
Скаполит, кордиерит, полевые шпаты
Кварц

Минералы верхних групп этого ряда образуют наиболее правильные *идиобластовые* кристаллы; минералы нижних групп почти всегда находятся в неправильных *ксенобластовых* зернах. Порядок расположения минералов в кристаллобластическом ряду обусловлен строением их кристаллической решетки. Силикаты, обладающие наиболее плотной структурой, обычно имеют более совершенные кристаллографические формы. Указанная закономерность может несколько нарушаться, так как в известной мере она зависит от физико-химических условий кристаллизации и состава исходного материала.

Среди структур метаморфических пород выделяются следующие главные типы: 1) кристаллобластовые, 2) реликтовые, 3) катакластические.

Кристаллобластовые структуры

Этот термин, общий для всех структур, возникающих в результате полной перекристаллизации породы. Классифицируются кристаллобластовые структуры по относительным размерам минеральных зерен, их форме и типам взаимных прорастаний.

По относительным размерам зерен кристаллобластовые структуры подразделяются на *равномернозернистые (гомеобластовые)* и *неравномерно зернистые (гетеробластовые)*. Среди гомеобластовых структур по форме зерен выделяются следующие разновидности:

Гранобластовая структура свойственна породам, состоящим из более или менее изометричных зерен, имеющих мозаичные округлые или неправильные зубчатые очертания

Мелкозернистая разность такой структуры называется *горовиковой*. Гранобластовая структура характерна для роговиков, кварцитов, мраморов.

Лепидобластовая структура характеризует породы, состоящие из таблитчатых или чешуйчатых минералов. Типична для серицитовых, хлоритовых, слюдистых и других сланцев

Нематобластовая структура определяется наличием игольчатых или волокнистых минералов. Характерна для актинолитовых, силлиманитовых, дистеновых сланцев. Для пород, состоящих из зерен различного габитуса, используются составные названия структур, включающие названия преобладающих форм. Например, структуру породы, которая состоит главным образом из чешуйчатых и зернистых минералов с преобладанием последних, называют *лепидогранобластовой*.

Гетеробластовая, или *порфиробластовая, структура* характеризуется наличием относительно крупных зерен на фоне более мелкозернистой гомеобластовой основной ткани породы.

Внешне такие структуры похожи на порфировидные структуры магматических пород. Чтобы подчеркнуть разную природу этих структур, для метаморфических пород употребляют термин *порфиробласты* (а не вкрапленники) и *основная ткань* (а не основная масса).

Порфиробласты по форме нередко являются идиобластовыми, ном могут быть и ксенобластовыми; основная ткань породы может иметь любую кристаллобластовую структуру.

Пойкилобластовая структура является одной из наиболее распространенных среди структур, характеризующих взаимные структурные отношения минералов. Эта структура определяется наличием относительно крупных зерен какого-либо минерала, содержащего мелкие неориентированные и незакономерно расположенные включения других минералов. Такая структура внешне очень похожа на пойкилитовую структуру магматических пород, отличаясь от нее только генетически. Встречается в скарнах, амфиболитах и других породах.

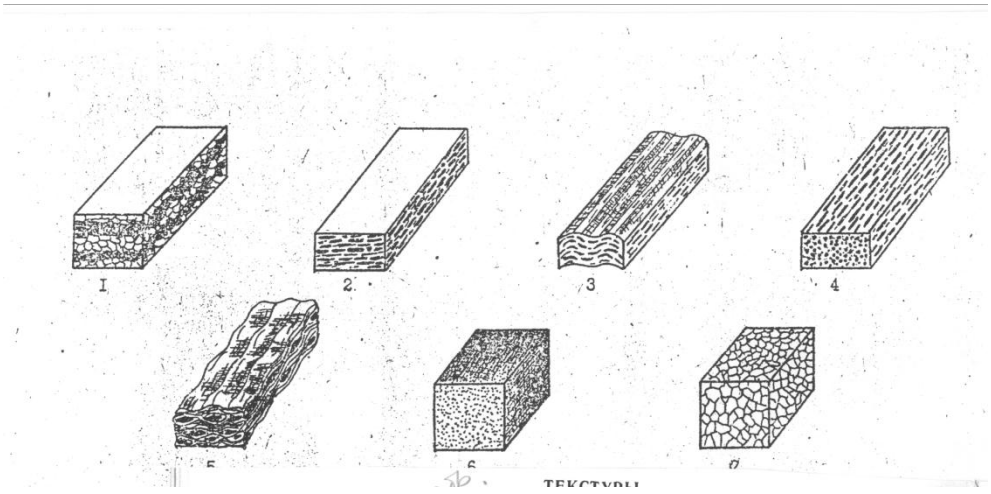
Разновидностью пойкилобластовой структуры является ситовидная структура, которая характеризуется присутствием в крупных кристаллах многочисленных мелких округлых включений. Основная ткань породы слюдисто-кварцев-полевошпатовая, гранобластовая.

Реликтовые структуры

Реликтовые структуры характерны для пород, не претерпевших глубоких изменений, имеющих наряду с элементами новой структуры остатки структуры первоначальной породы.

Для обозначения реликтовых структур употребляются термины, которые составляются на названия структуры исходной породы и приставки «бласто» или «класто». Приставка «*бласто*» говорит о наличии процессов перекристаллизации, приведших лишь к частичному водоизменению структуры породы. Например бластогранитовая структура – порода перекристаллизована, но можно установить ее первичную гранитовую структуру; бластоофитовая – первичная структура породы офитовая; бластопсаммитовая – первичная структура породы псаммитовая и т.д.

Приставка «*класто*» указывает на то, что порода частично раздроблена. Так, если структура породы кластопорфировая, то это значит, что первичная порода имела порфировую структуру; кластопсаммитовая характеризует катаклазированные песчанмики; кластогранитовая образуется при дроблении гранита и т.д.



Текстуры.

Рис.56. Макротекстуры метаморфических пород (схематические зарисовки)
1 – полосчатая; 2 – сланцеватая; 3 – плойчатая; 4 – линейная; 5 – очковая; 6 и 7 - массивная

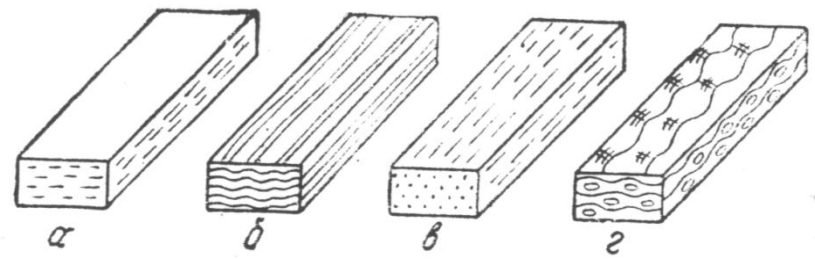


Рис.57 Типы сланцеватых текстур (Н.А.Елисеев, 1959)

Для метаморфических пород текстурный признак особенно важен, так как он наиболее отчетливо отражает условия, при которых происходило их преобразование. Этот признак существен также и при оценке физико-механических свойств пород, так как тип сланцеватых текстур и пространственное положение плоскостей сланцеватости необходимо учитывать при всех инженерно-геологических и гидрогеологических выводах. Ниже приведена характеристика наиболее распространенных текстур метаморфических пород.

Массивная текстура характеризуется полной однородностью любого участка породы и поэтому изотропностью ее физико-механических свойств. Такая текстура возникает в результате перекристаллизации однородного материала при отсутствии направленного давления. Благоприятными условиями для развития массивных текстур являются глубинные зоны земной коры и экзоконтактовые ореолы интрузивных массивов.

Пятнистая текстура определяется неравномерным, кучным распределением минералов и возникает или при контактово-термальном метаморфизме пород, или в результате неравномерной миграции вещества при метасоматозе.

Полосчатая текстура обусловлена чередованием полос различного состава и структуры, образование которых может объясняться как наличием остаточной первичной слоистости исходных осадочных пород, так и результатом метаморфической дифференциации (перераспределения минералов при перекристаллизации).

Сланцеватые текстуры характеризуют обширную группу регионально метаморфизованных пород, формировавшихся при наличии направленного давления (рис.56, 57).

В зависимости от ориентировки минеральных зерен среди сланцеватых текстур выделяются несколько разновидностей.

Параллельно-сланцеватая текстура определяется расположением пластинчатых или чешуйчатых минералов по параллельным плоскостям. Характерна для сланцев и гнейсов (рис.56, 2).

Волнистая сланцеватость отличается наличием не плоских, а волнистых плоскостей сланцеватости, возникающих обычно в сильно деформированных сланцах низкотемпературных ступеней метаморфизма (рис.56, 3).

Линейная текстура свойственна породам, в составе которых имеются удлиненные игольчатые минералы (роговая обманка, актинолит, силлиамнит, дистен и др.), ориентированные взаимно параллельно (рис.56, 4).

Очковая, или *линзовидная, текстура* характеризуется наличием крупных линзовидных зерен или агрегатов зерен кварца, или полевого шпата, так называемых «очков», которые выделяются на фоне сланцеватой основной ткани породы. Такая текстура свойственна некоторым гнейсам (рис.56, 5)

Рекомендуемые контрорльные вопросы к теме
«Минеральный и химический состав структуры и текстуры»

1. Перечислить химический состав метаморфических пород.
2. Перечислить минеральный состав метаморфических пород.
3. Перечислить структуры метаморфических пород.
4. Перечислить тестуры метаморфических пород.
5. Назвать формы залегания метаморфических пород.

ТЕМА 2.9. ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

План

1. *Условия образования пород регионального метаморфизма.*
2. *Описательная характеристика пород регионального метаморфизма.*

Региональный метаморфизм.

1. **Региональный метаморфизм** вызывается высоким неравномерным давлением и температурой и захватывает большие пространства. Этот процесс сопровождается перекристаллизацией и новым минераолообразованием в условиях расплющивания и пластического течения пород, что приводит к появлению наиболее характерной для метаморфических образований ориентированности (параллельному расположению) минеральных частиц. Таково происхождение большей части метаморфических пород.

В зависимости от состава и структуры исходных пород при региональном метаморфизме возникают определенные виды метаморфических пород, которые по мере возрастания температуры и давления претерпевают закономерные изменения состава, структуры и текстуры. При этом образуются характерные ряды пород, представляющих собой последовательные этапы преобразования исходной породы.

Филлит

Название от греч. φυλλιτηζ – листоватый.

Характерные признаки. Структура тонко- и мелкозернистая, обычно скрыточешуйчатая. Текстура сланцеватая, листоватая, тонкослоистая. Характерна плойчатость, гофрировка: мелкие неправильные складочки и морщинки, наблюдаемые на поверхностях сланцеватости филлитов. Главные минералы: серицит, хлорит, кварц, часто карбонаты (кальцит, доломит), графит (углистые частицы), магнетит, гематит, пирит, иногда альбит, эпидот (циозит), турмалин. Многие из перечисленных минералов невооруженным глазом обычно неразличимы. Таким образом, филлиты представляют собой тонкозернистые кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые, кварцево-серицито-хлорито-карбонатные метаморфические сланцы. Цвет светло-серый и серебристо-белый, желтоватый, розоватый (если в породе преобладает серицит), бледно-зеленый, зеленовато-серый (присутствие хлорита), темно-серый и черный (примесь углистых частиц и графита). Блеск на плоскостях сланцеватости шелковистый. Порода крепкая. Твердость средняя. Характерна плитчатая отдельность.

В некоторых сланцах, внешне похожих на филлиты (*филлитовидные сланцы)*, присутствует наряду с хлоритом биотит, а светлая слюда приближается по своему характеру к мусковиту. Окраска буроватого оттенка. *Угличтыми* называют черные сланцы, богатые недифференцированным углистым веществом. При высоком содержании кальцита сланцы называются *известковыми филлитами*.

Порфироиды (метаморфизованные кислые эффузивы) обладают реликтовой порфировой структурой. Вкрапленники, сохранившиеся лишь частично и представленные калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом (обычно в той или иной мере замещенным серицитом), ориентированы по сланцеватости породы.

Условия образования и нахождения. Филлиты и близкие к ним сланцы слагают толщи многокилометровой мощности, занимающие площади, измеряемые многими тысячами квадратных километров. Образуются при региональном метаморфизме преимущественно песчано-глинистых осадочных пород, туфов, туффитов и туфогенных пород, отчасти также кислых излившихся пород в условиях, отвечающих фации зеленых сланцев. При дальнейшем метаморфизме переходят в гнейсы и кристаллические сланцы. Филлиты широко распространены во всех горных районах, особенно в Вост.Сибири. Филлиты и порфироиды, образовашиеся за счет эффузивов и туфов, известны на Урале, в Вост.Казахстане (Рудный Алтай).

Диагностика. Важнейшее отличие филлитов от аргиллитов и глинистых сланцев – характерный шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости.

Практическое значение. В толщах филлитов весьма распространены маломощные согласные, четковидные прожилки, линзы и гнезда кварца (реже – секущие кварцевые жилы); отмечается захватывающая большие площади пиритизация филлитов (наличие в них рассеянной вкрапленности пирита). С этими явлениями связана золотоносность филлитов, являющаяся источником формирования богатых и крупных россыпей, из которых добываются значительные количества золота (бассейны рек Витима и Алдана).

Хлоритовые и тальковые сланцы окрашены обычно в зеленые цвета различных оттенков и обладают сланцеватым сложением.

Хлоритовые сланцы состоят главным образом из листочков зеленого хлорита; кроме того, в них присутствуют магнетит, часто в виде хорошо образованных небольших кристаллов – актинолит, эпидот, изредка также полевые шпаты.

Иногда количество какого-либо из второстепенных минералов увеличивается настолько, что он приобретает преобладающие значение, и сланцы получают соответственное название. При преобладании актинолита получаются актинолито-хлоритовые сланцы; при значительном увеличении количества эпидота и в присутствии альбита-хлорито-эпидото-альбитовые сланцы и т.д.

Сланцы последних двух типов широко развиты на Урале, где они являются продуктами метаморфизации порфиритов и порфиритовых туфов.

Особенно сильно метаморфизованы порфириты в области Среднего Урала. Благодаря появлению вторичной актинолитовой роговой обманки – обычно в виде удлиненных кристаллов, - хлорита, а иногда и эпидота, породы эти окрашены в фисташково-зеленый цвет. Кристаллы плагиоклаза теряют правильные очертания и принимают вид мелких, как бы вздутых линзочек, вытянутых в направлении сланцеватости. В результате этих изменений порфириты превращаются в совершенно не похожие на них породы, носящие название зеленых актинолитовых, зеленых альбитофировых и хлорито-эпидото-альбитовых сланцев.

Туфы порфиритов, в результате подобных же изменений, также превращаются в зеленые сланцы различного состава.

Тальковые сланцы, жирные на ощупь, часто белые, широко распространены на Урале и состоят главным образом из чешуек талька. Кроме того, они содержат в большем или меньшем количестве магнезит, хлорит, слюду (серицит), роговую обманку, реже другие минералы.

Тальковые и хлоритовые сланцы, по сравнению со слюдистыми сланцами и гнейсами, играют подчиненную роль и встречаются преимущественно в верхних горизонтах свит кристаллических сланцев. Они образовались главным образом из

основных магматических пород, как, например, диабазов, габбро, а иногда, как упомянуто выше, являются продуктами видоизменения порфиритов и их туфов. В некоторых случаях тальковые сланцы могли получиться и при гидрохимической метаморфизации серпентинитов.

Тальковые сланцы используются для получения талькового порошка, а также для изготовления огнеупорных кирпичей, причем тальк нагреванием превращается в форстерит (Mg_2SiO_4).

Зеленокаменная порода и зеленый сланец

Названы по цвету.

Характерные признаки. Структура тонкозернистая до среднезернистой, волокнистая, скрыточешуйчатая, иногда бластопорфировая (реликтовая порфировая). Текстура *зеленокаменной породы* – массивная, однородная, иногда пятнистая, участковая; *зеленого сланца* – полосчатая, сланцеватая. Главные минералы: альбит, кварц, хлорит, эпидот, актинолит, отчасти тальк, карбонаты (кальцит, доломит, анкерит, сидерит) и др. – в различных сочетаниях; второстепенные – магнетит, гранат и др. Ввиду незначительных размеров выделений минералы на глаз трудно различимы. Породы каменистые, крепкие. Твердость низкая или средняя. Цвет темно-зеленый, буровато-зеленый, серо-зеленый и т.п. Блеск шелковистый или матовый. Зеленым сланцам свойственна плитчатая и линзовидно-плитчатая отдельность.

Разновидности: *пропилит* – разновидность зеленокаменных пород. Массивная (не сланцеватая) порода, иногда с реликтовой порфировой структурой. От типичных зеленокаменных пород отличима с трудом – по присутствию адуляра и цеолитов в составе пропилита. Характерна рассеянная вкрапленность пирита. *Порфиритоид* – разновидность зеленых сланцев. Сланцеватая порода с реликтовой порфировой структурой. В составе породы характерна существенная примесь кальцита. Минералы порфировых вкрапленников: плагиоклаз, частично или полностью замещенный агрегатом эпидотациозита, кальцита, серицита и других, иногда роговая обманка и пироксен, в разной степени замещенные хлоритом, актинолитом и эпидотом. Вкрапленники ориентированы параллельно сланцеватости.

Условия образования и нахождения. Залегают в виде мощных слоистых толщ, развитых на обширных площадях. Зеленые сланцы часто перемежаются с зеленокаменными породами, порфиритоидами, порфироидами, филлитами, кварцево-карбонатными, углистыми и другими сланцами. Представляют собой продукты средне- и низкотемпературного метаморфизма средних и основных изверженных (как глубинных, так и особенно излившихся) пород и туфов, в некоторых случаях – ультра основных пород (хлоритовые и актинолитовые породы и сланцы, связанные с тальково-карбонатными породами и серпентинитами), а также нормально-осадочных глинистых, глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных и других пород. Распространены почти во всех горных районах России на Дальнем Востоке (Камчатка, Охотское побережье), Сев.Кавказе, Ср. и Ю. Урале; в Сев. и Центр. Казахстане, на Рудном Алтае; в Ср.Азии (Кураминский хр. и др.) и т.д. Часто совместно с филлитами.

Диагностика. Зеленая окраска, невысокая твердость. Слабо или местами вскипают от HCl.

Практическое значение. К областям развития зеленокаменных пород тяготеют разнообразные рудные месторождения: жильные золото-серебряные, золоторудные и колчеданно-полиметаллические, медно- и серно-колчеданные, медные и медно-молибденовые, золото-баритовые, некоторые редкометальные и др. Практическое значение зеленых сланцев то же, что и филлитов.

Железистый кварцит

Назван по составу.

Характерные признаки. Структура кристаллически-зернистая, мелкозернистая до афанитовой. Текстура тонкополосчатая, слоистая; мощность пропластков кварцита, различающихся по содержанию минералов – окислов железа, от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров. Типичны сложные мелкие складки, переходящие в плойчатость. Состоит из кварца и окислов железа (магнетита, мартита, гематита, гидрогематита). Последние находятся в породе в форме тончайшей вкрапленности, мелкокристаллических выделений и параллельно ориентированных тонких пластинок (железная слюдка). В отдельных прослойках, почти целиком сложенных этими минералами, содержание железа достигает 65-70%, тогда как в обычных железистых кварцитах оно составляет 20-40%. Второстепенные минералы и примеси: амфиболы (преимущественно щелочные), хлорит, биотит, анкерит, сидерит, полевые шпати и др. Цвет породы темный, красновато-бурый. По твердости и крепости она подобна кварциту (см.ниже). Наиболее распространенные разновидности: амфибол – магнетитовые, магнетит-анкеритовые и полосчатые магнетит-гематитовые с яшмовыми прослоями (*джеспилиты).*

Условия образования и нахождения. Залегает в виде слоев различной мощности в толщах древних метаморфических пород; ассоциирует с разнообразными слюдистыми, амфиболовыми, хлоритовыми и другими сланцами и гнейсами. Железистые кварциты являются продуктом регионального метаморфизма первоначально вулканогенно-осадочных яшмоподобных пород, обогащенных гидроокислами железа, выносимого в процессе длительных подводных вулканических извержений и аккумулированного при участии ферробактерий. Высокотемпературные гидротермальные преобразования этих пород привели к перераспределению железистых компонентов и обогащению ими отдельных элементов слоистой толщи. В зоне выветривания в результате окисления (*мартитизация*) магнетита образуются скопления богатых гематитовых руд. Распространены на Украине (Криворожье), в России – в Курской обл. (КМА), на Кольском п-ове (Оленегорское м-ние), на Дальнем Востоке (Хинган).

Диагностика. Минеральный состав и темная красно-бурая окраска.

Практическое значение. Высококачественная железная руда.

Кварцит

Назван по составу.

Характерные признаки. Структура кристаллически-зернистая, обычно мелкозернистая до афанитовой. Текстура слоистая, иногда косолоистая. Порода в основном состоит из кварца; возможные минералы-примеси: мелкочешуйчатый мусковит, биотит или хлорит, роговая обманка, гематит или магнетит, графит, мелкие кристаллы граната, иногда полевой шпат, редко – дистен или силлиманит и др. Присутствие этих минералов в заметном количестве определяет видовую характеристику кварцитов. Цвет светло-серый и серый. Яркую темно-малиновую, красновато-коричневую, розоватую окраску придает примесь гематита или лимонита, тонкие пленки которых обволакивают зерна кварца (шокшинский кварцито-песчаник). Порода очень крепкая: временное сопротивление сжатию 1000-1400 кг/см^2 и более. Твердость высокая: на свежей поверхности слабую царапину может оставить кварц или еще более твердый минерал. Излом раковистый или занозистый. Кварциты, бедные минералами-примесями, высокоогнеупорны. Температура их плавления 1750-1760^{0}С. Наиболее распространены слюдистые, полевошпатовые, графитовые и роговообманковые разновидности кварцита.

Условия образования и нахождения. Залегает в виде слоев различной, иногда значительной мощности, чередуясь с кристаллическими сланцами и гнейсами

преимущественно альмандин-амфиболитовой фации. Является продуктом регионального метаморфизма существенно кремнистых или песчанистых пород. Промежуточные ступени этого процесса зафиксированы в так называемых *кварцито-песчаниках* – породах, совмещающих в себе признаки и свойства кварцита и песчаника. При выветривании кварцита в первую очередь разрушаются минералы-примес, а затем и основная масса породы, давая начало скоплениям высокосортных кварцевых песков.

Распространен в Карелии, Правобережной Украине, на Урале, в Вост.Сибири.

Диагностика. От песчаника отличается более высокой твердостью, отсутствием структуры обломочных пород (различить песчинки и цемент невозможно) и характером излома. Порода раскалывается как одно целое, тогда как в песчаниках раскол происходит по границам зерен кварца.

Практическое значение. Свободные от примесей кварциты используются подобно кварцевым песчаникам для изготовления динаса и в качестве флюса в цветной металлургии; в химической промышленности они применяются как кислотоупорный материал, в строительство – как материал для изготовления облицовочных плит, брусков, бутового камня, щебня. Красный кварцито-песчаник. Шокшинского месторождения (Карелии) ценится как высокосортный облицовочный и декоративный камень.

Мрамор и кристаллический известняк.

Название от греч. $\mu\alpha\rho\mu\alpha\rho\varsigma$ или лат. marmor.

Характерные признаки. Структура кристаллически-зернистая, гранобластовая, иногда порфиробластовая. Размер тесно сросшихся минеральных зерен – от долей миллиметра (мелко-зернистые) до *1см*, реже до 3 – 5*см* (средне- и крупнозернистые мраморы). Текстура однородная (массивная), полосчатая, бриекчиевидная (см.брекчия) либо более сложная, пятнистая. Порода состоит главным образом из кальцита и (или) доломита. Их количественные соотношения определяют видовую принадлежность мрамора(кальцитовый мрамор, доломитовый мрамор, разновидность смешанного состава). Минералы-примеси: магнезит, кварц (до 25%), нередко графит(до 10%), битуминозные вещества, слюды хлориты, тремолит, диопсид, роговая обманка, брусит Mg(OH)2 , волластонит, форстерит, гранат, пирит, гематит и др. Цвет белый(у чистого скульптурного мрамора), серый до темно-серого(примесь графита и битуминозных веществ), зеленоватый(мельчайшие включения хлорита или амфиболов), розоватый, красный, желтый и кремовый(включения гематита и лимонита). Зеленный и особенно синий мраморы редки. Широко распространены породы, обладающие пестрой, пятнистой окраской в связи с разнообразием структуры, изменчивым содержанием примесей и обилием жилок кальцита. Блеск стеклянный, искристый (у средне- и крупно-зернистых мраморов) или матовый. Твердость средняя. Кальцитовый мрамор бурно растворяется в HLC(вскипает). Чистые мраморы – хорошие изоляторы.

Условия образования и нахождения. Залегает в виде слоев, как правило деформированные в сложные складки. Продукт регионального или контактового метаморфизма карбонатных осадочных пород (известняков, доломитовых известняков и доломитов) (рис.207). При выветривании изменяется подобно известняку. Встречается совместно с амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами. Месторождения белого мрамора известны на Урале (Коелгинское и Прохорово-Баландинское), серый мрамор на Урале (Шелеинское месторождение) и в Грузии (Лопотское). Цветные мраморы также распространены на Урале (Нижнее-Тагильское, Саткинское, Фоминское месторождения), в Грузии (Шрошинское и Салиэтское), в Карелии (Белогорское), в Узбекистане (Газганское), в Хакасии, на Дальнем Востоке (Бираканское), в Саянах и др.

Диагностика. Отличия от известняков: кристаллически-зернистое строение, отсутствие остатков фауны, ассоциация минералов - примесей, свойственных метаморфическим породам. Отличие кальцевитовых мраморов от доломитовых – см. осадочные породы, доломит. Характерно вскипание под воздействием HCL.

Практическое значение. Один из лучших облицовочных и декоративных материалов, прекрасно полирующийся. Используется для изготовления плит, ступеней, памятников. Из чистых разновидностей мрамора выпиливаются электроизоляционные доски и щитки. Сырье для производства угольной кислоты и извести. Редко встречающийся абсолютно белый или равномерно и бледно окрашенный желтоватый и розоватый мрамор ценится как скульптурный камень.

Амфиболит.

Назван по составу: главными породообразующими минералами являются амфиболы.

Характерные признаки. Структура полнокристаллическая, гранопластовая. Размер зерен породообразующих минералов обычно 1-3мм и менее. Для *параамфиболитов* характерна нематогранобластовая структура в связи с единственной линейной ориентировкой удлиненных зерен роговой обманки. *Ортоамфиболитам* свойственна бластодиабазовая и бластоамигдалоидная структура (видоизмененные диабазовая, миндалекаменная). Текстура полосчатая и сланцеватая (параамфиболиты) либо массивная, мелкоучастковая и пятнистая (ортоамфиболиты). Порода состоит из роговой обманки и в меньшей степени из плагиоклаза. Последний может отсутствовать; редко содержание его достигает 50% (*плагиоамфиболит*). Второстепенные минералы и примеси: кварц, (характерны для параамфиболитов), диопсид, гранат, биотит и др. Цвет породы варьирует от черного до темно-серого с зеленоватым оттенком или темно-зеленого. Порода прочная, твердая (нож оставляет слабую царапину). Разновидности выделяются в связи с изменчивым количественным соотношением роговой обманки и плагиоклаза и развитием перечисленных выше минералов-примесей.

Условия образования и нахождения. Параамфиболиты залегают в виде выраженных по простиранию слоев, чередуясь с кварцами, кристаллическими известняками, метаморфизованными и другими явно первоначально осадочными породами. Ортоамфиболиты образуют массивы размером до нескольких десятков квадратных километров или пластовые залежи. Ортоамфиболиты – продукт метаморфизма габбро или основных лав в условиях альмандин-амфиболитовой фации. Параамфиболиты – результат метаморфизма карбонатных (доломитовых) осадочных или различных вулканогенно-обломочных пород. Изменения амфиболита сходны с изменениями основных изверженных пород типа габбро и состоят в замещении роговой обманки и плагиоклаза хлоритом и кальцитом, появлении более отчетливой зеленой окраски, исчезновении структуры, понижении твердости пород. Измененный амфиболит слабо или местами вскипает под воздействием HCl.

Распространен в Карелии, Правобережной Украине, на Урале, в Вост. Саяне и других районах развития основных магматических пород, кристаллических сланцев и гнейсов.

Диагностика. По минеральному составу и форме залегания.

Кристаллический сланец.

Назван по структурно-текстурным особенностям.

Характерные признаки. Структура полнокристаллическая, зернисто-чашуйчатая (гранолепидобластовая и лепидопластовая), нередко порфиробластовая. Текстура параллельно-полосчатая либо однородная, но обязательно сланцеватая, часто плойчатая

(гофрированная). Крупные порфиробластовые выделения минералов иногда огибаются чешуйками слюд. Кристаллическим сланцам свойственно обилие слюд и кварца при отсутствии или крайне низком содержании полевого шпата. Порознь или в сочетаниях могут присутствовать индалузит, дистен, силлиманит, кордиерит, ставролит, гранат, роговая обманка, кальцит, графит и др. Цвет в основном серый, варьирует в широких пределах в зависимости от соотношения светлых (кварца, мусковита, кальцита) и темноцветных (биотита, роговой обманки, графита и др.) минералов. Блеск матовый, чаще сильный, слюдяной (стеклянный). Твердость средняя (нож оставляет заметный след). Характерна плитчатая или линзовидно-плитчатая отдельность.

По комплексу породообразующих и второстепенных минералов выделяют: *биотитовый, мусковитовый, двуслюдяной* (мусковито-биотитовый*), гранато-биотитовый (*-двуслюдяной*), андалузито-биотитовый (-двуслюдяной), ставролито-биотитовый (*нередко -двуслюдяной*)* и *известковые сланцы* .Последний состоит в основном из уплощенных зерен кальцита и тонкочешуйчатого графита, небольшой примеси трудно диагностируемых кварца и амфибола при отсутствии слюд.

Условия образования и нахождения. Залегают слоями, причем часто переслаиваются различные кристаллические сланцы и гнейсы. Образуются при региональном метаморфизме высокой ступени, отвечающей альмандин-амфиболитовой и частично гранулитовой (силлиманитовые сланцы) фация, иногда также вследствие контактного метаморфизма в ореолах крупных гранитных массивов, формировавшихся на значительных глубинах (фация роговообманковых роговиков). Изменения – см. гнейс. Обширные поля кристаллических сланцев известны в Карелии, на Украине, в Вост. Саяне (бассейн р. Бирюсы), в Мамско-Чуйском р-не Иркутской обл. и др. М-ния дистеновых сланцев – Кейсвское на Кольском п-ове, силлиманитовых – в Бурятии (Кяхтинское и Китойское), гранатовых – на Урале в Карелии.

Диагностика. По минеральному составу. См. также гнейс.

Практическое значение. Сланцы, содержащие силлиманит и дистен, используются как высокоглиноземистое, а богатые рутилом породы - как титановое сырье; графитовые и гранатсодержащие сланцы – источники соответственно графита и граната.

Гнейс

Название от славянок, «гнус» - гнилой. Саксонские рудокопы определяли словом «гнейс» выветрелую рыхлую породу, сопровождающую рудные тела.

Характерные признаки. Структура полнокристаллическая, мелко-, средне- или грубозернистая (гранобластовая) или чешуйчато-зернистая (лепидогранобластовая). Текстура сланцевая, параллельно-полосчатая. Состоит из полевого шпата (преимущественно плагиоклаза) и кварца, содержания которых варьируют в широких пределах. Второстепенные (5-20%) минералы гнейсов – биотит, роговая обманка, пироксен, гранат, дистен, силлиманит, графит и др. Они могут присутствовать раздельно или в сочетаниях и играют роль видового признака гнейса. Породы твердые, приближающиеся по этому признаку к гранитам, но менее крепкие из-за тонко- или толстоплитчатой отдельности и сланцеватости. Цвет обычно серый от светлого до темного или светло-розовый. Ржаво-бурый оттенок появляется при разложении темноцветных минералов и развитии гидроокислов железа. По набору темноцветных минералов среди *парагнейсов* различают *биотитовые гнейсы, гранато-биотитовые, дистено-гранато-биотитовые, амфиболовые (роговообманковые)* или *амфиболо-биотитовые гнейсы* и *известково-силикатные кристаллические породы*. В последних главными минералами являются плагиоклаз, роговая обманка, диопсид, нередко скаполит и кальцит, обычно присутствуют также крупнокристаллический красный гранат и кварц. В связи с различным содержанием породообразующих минералов среди

гнейсов существуют разновидности, переходные к кристаллическим сланцам (отсутствуют кварц или полевой шпат), к кристаллическим известнякам (преобладающий минерал – кальцит) или к кварцитам (существенно кварцевые породы с примесью граната и роговой обманки). К переходным разновидностям относятся также бескварцевые диопсидо-скаполитовые и диопсидо-карбонатные породы. Среди *ортогнейсов* выделяются гранито-гнейсы и очковые гнейсы. *Гранито-гнейс* – порода массивной текстуры (неполосчатая или слабополосчатая). По составу наиболее близок к гранитоидам. При равномерном распределении минералов доля темноцветных минералов составляет обычно не более 10%. Наряду с плагиоклазом значительную роль играет микроклин, а набор темноцветных минералов чаще всего исчерпывается биотитом или роговой обманкой и пироксеном. Весьма редки гранат и силлиманит. *Очковый гнейс* – разновидность гранито-гнейсов, в которой полевой шпат кроме мелких зерен в основной массе породы образует относительно крупные (1-2*см*) порфиробласты линзовидной или овальной, реже кристаллографически правильной формы (очки), облекаемые мелкокристаллическим агрегатом минералов основной массы.

Условия образования и нахождения. Парагнейсы залегают в виде слоев и характеризуются послойным изменением состава. В переслаивании, например, могут находиться биотитовые, гранато-биотитовый и дистено-гранато-биотитовые гнейсы. Характерна ассоциация парагнейсов с кристаллическими породами. Ортогнейсы образуют линзы, прерывистые мощные пластообразные залежи и тела неправильной формы, пересекающие слои вмещающих парагнейсов или парасланцев. Тесно ассоциируют с типичными гранатами и обнаруживают непрерывные переходы к ним, выражающиеся в постепенном исчезновении параллельной ориентировки темноцветных минералов. Образуются в результате интенсивного регионального метаморфизма песчано-глинистых, глинистых и карбонато-глинистых осадочных пород (*парагнейсы*) или кислых и средних магматических пород (ортогнейсы) в условиях температуры и давления, отвечающих альмандин-амфиболитовых и гранулитовой фациям метаморфизма. Образование гранито-гнейсов связано с процессами гранитизации.

Изменение гнейсов, а также и кристаллических сланцев под воздействием глубинных относительно более низкотемпературных послемагматических растворов и эманаций (регрессивный метаморфизм, диафторез) выражаются в замещении пироксена, амфибола, граната биотитом и хлоритом; биотита, дистена, силлиманита и др. – мусковитом. Мусковитизации ведет к образованию разновидностей гнейсов, называемых *двуслюдяными.* В условиях выветривания гнейсы, так же как и кристаллические сланцы, разрушаются аналогично гранитоидам.

Распространен, главным образом, в областях, где на поверхности обнажаются породы глинных зон земной коры: на Кольском п-ове, в Карелии, Правобережной Украине, на обширных территориях Вост. Сибири, на Северо-востоке России и др.

Диагностика. От кристаллических сланцев отличается по минеральному составу: в гнейсах обязательно присутствие полевого пшата и несколько меньшее, чем в сланцах, содержание слюд.

Практическое значение. Материал для изготовления тротуарных плит, бурового камня и щебня. В некоторых случаях с гнейсами (биотитовыми, гранато-биотитовыми и др.)связаны месторождения граната, который встречается в виде мелкочешуйчатой вкрапленности; его содержание колеблется от 1 до 15%, в среднем порядка 6%.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Породы регионального метаморфизма».

1. Что такое филлиты?
2. Какие породы относятся к кристаллическим сланцам? Распространенность и минеральный состав кристаллических сланцев.
3. Охарактеризуйте амфиболиты и кварциты.
4. Каково практическое значение кварцитов (в том числе и железистых кварцитов)?
5. Что такое мрамор? Практическое значение и месторождения мраморов.
6. Дайте характеристику гнейсов. Каков их минеральный состав и распространенность?
7. В чем отличие гнейсов от гранитов?

Тема 2.10. ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА.

План

1. *Понятие контактового метаморфизма.*
2. *Основные факторы контактового метаморфизма.*
3. *Минеральный состав. Структуры, текстуры.*
4. *Описательная характеристика пород.*

Контактовый метаморфизм вызывается действием высокой температуры, паров и растворов, связанных с внедрением магматического расплава. Наблюдается вдоль границ магматических тел и имеет местное значение в преобразовании вмещающих пород, изменении их структуры, текстуры и состава.

Пневматитолитовые и гидротермальный метаморфизм развивается при интенсивном привносе в породу новых веществ горячими водными растворами и газовыми эманациями, поднимающимися из остывающего магматического очага. При этом происходит изменение не только минерального, но и химического состава пород.

При очень интенсивном привносе новых веществ и развитии замещения первичных минералов химически активными веществами возникает особый вид метаморфизма – **метасоматоз.**

Характерной особенностью *метасоматических* горных пород (*метасоматитов*) является закономерное сокращение числа породообразующих минералов в процессе формирования породы; отсюда широкое распространение среди метасоматитов пород, состоящих либо преимущественно из одного минерала, либо из двух, реже трех минералов в отличие от обычно много минеральных метаморфических и изверженных пород. Свойственные метасоматитам полнокристаллическая структура и неоднородная текстура (полосчатая, сетчатая, участковая и т.п.) – признак, отличающий многие из них от пород иного происхождения.

Систематика метасоматитов весьма сложна и еще не вполне разработана. Граница между собственно метаморфическими и метасоматическими породами проводится далеко не всегда легко и четко, и в отношении некоторых типов пород (серпентиниты, зеленокаменные породы, пропилиты и др.) вопрос об их принадлежности к той или другой группе решается в достаточной мере условно.

Наиболее обычным является деление метасоматитов на две подгруппы: *контактово-метасоматические породы и продукты гидротермального изменения пород.*

Группа контактово-метасоматических пород.
Скарн

Название от шведск. – породы, находящиеся в контактах гранитов с известняками и вмещающие магнетитовые руды.

По составу и условиям залегания различают два типа скарнов: обычные, или известняковые, и магнезиальные.

Известковый скарн.

Характерные признаки. Структура полнокристаллическая, от крупно- и гигантоантозернистой до мелкозернистой, часто афанитовая. Текстура массивная, однородная либо полосчатая. Главные минералы – пироксены диопсидгеденбергитового ряда и гранаты гроссуляр андрадитового ряда.

Типичны также везувиан, родонит, волластонит, магнетит, иногда шеелит, молибденит, галенит, сфалерит, халькопирит, касситерит и др. Цвет преимущественно темный, бурый, зеленовато-бурый, темно-зеленый до почти черного, реже буровато-розовый. Нередко окраска пестрая, неоднородная. Порода твердая, прочная, тяжелая. Разновидности различают по главным породообразующим минералам: *пироксеновые, гранатовые, пироксено-гранатовые, везувиановый скарн.*

Условия образования и нахождения. Образуют залежи, линзы, тела неправильной формы, зоны преимущественно в непосредственном контакте гранитов, гранодиоритов и близких к ним интрузивных пород с карбонатными осадочными. Скарн – продукт реакционного взаимодействия контактирующих между собой карбонатных и алюмосиликатных пород при участии высокотемпературных послемагматических растворов в условиях прогрева пород внедрившейся гранитной магмой в зоне контакта. Скарнообразование непосредственно следует за кристаллизацией гранитов. Продуктами гидротермального изменения минералов скарнов являются эпидот, актинолит, тремолит, хлорит, кальцит, кварц, некоторые сульфиды. Известны в Центральном Казахстане (Саякское месторождение), на Украине, в горных хребтах Тянь-Шаня, Памиро-Алтая, в Забайкалье, Приморье и др.

Диагностика. От известково-силикатных роговиков отличаются по условиям и форме залегания, также отсутствием слоистости. Скарны обычно сложены одним – двумя главными минералами, скарноиды – многоминеральны. Как правило, скарны – довольно крупнозернистые породы, скарноиды – чаще тонкозернисты. Отличие от магнезиальных скарнов – по минеральному составу.

Практическое значение. Известковые скарны нередко сопровождаются рудами железа, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, меди, бора, отчасти олова, бериллия и др. Крупнейшие вольфрамовые (шеелитовые) и железорудные (магнетитовые) 1 м-ния (г. Магнитная и др.) принадлежат к скарновому типу.

*Магнезиальный скарн***.**

Характерные признаки. Структура и текстура те же, что и у известкового скарна. Главные минералы – форстерит, диопсид, флогопит, апатит, роговая обманка, магнетит, иногда турмалин; в более железистых породах в место форстерита и флогопита – оливин и биотит. По физическим свойствам подобен известковому скарну. Цвет темно-зеленый, буровато-зеленый и т.п.

Условия образования и нахождения. Образует зоны, линзы в контактах гранитоидов или пегматитов с ультраосновными породами либо с доломитами и

доломитовыми известняками. Возникает в результате взаимодействия гранитной магмы с доломитами на стадии гранитизации, преимущественно на значительных глубинах. Образование сходных по сходным по составу магнезиальных пород в контактах ультраосновных пород и в комплексах ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов связано с воздействием углекислых термальных растворов на интрузивные породы, богатые магнием. При гидротермальном изменении замещается серпентином, хлоритом, карбонатом, тальком и др. Районы распространения: Алдан, Прибайкалье, Кольский п-ов; также совместно с известковыми скарнами и карбонатитами.

Диагностика. Отличие от известкового скарна по минеральному составу.

Практическое значение. С магнезиальными скарнами связаны крупные месторождения флогопита (Слюдянка в Южном Прибайкалье, Эмельджак и др. на Алдане) и магнетита. В комплексах ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов известны аналогичные образования: Ковдор (Кольский п-ов) – крупнейшее м-ние магнетита, флогопита, вермикулита и отчасти апатита, Гулинское м-ние флогопита на севере Красноярского края и др.

Грейзен

Название от старинного немецкого наименования породы, содержащей оловянный камень.

Характерные признаки. Структура крупно-, средне-, мелко – или тонкозернистая. В последнем случае отдельные минеральные компоненты различаются на глаз с трудом. Текстура обычно неоднородная, полосчатая, реже массивная. Состоит из кварца, мусковита или литиевых слюд (от циннвальдита до лепидолита), часто также топаза турмалина и флюорита; нередко присутствуют скопления ценных рудных минералов: касситерита, вольфрамита, молибденита, берилла, колумбит – танталита, микролита и др.; обычные примеси в грейзенах – пирит, арсено-пирит, сфалерит, магнетит, гематит, иногда висмутин и др. Цвет белый до серого, более темной при наличии скоплений касситерита, вольфрамита или сульфидов, а также темной слюды (цвиттеры, см.ниже). Блеск стеклянный, перламутровый иногда с шелковистым отливом либо матовый. Твердость от средней (грейзены, богатые слюдами и флюоритом) до высокой (кварц-топазовые). Удельный вес изменчив до очень высокого у грейзенов со значительным содержанием топаза. Разновидности грейзенов называют по главным минералам: *кварц-муско-витовые, кварц-циннеальдитовые, кварц-топазовые, кварц-топаз-лепидолитовые* и т.д. *Цвиттером* называется разновидность грейзена, богатая топазом и темной слюдой.

Условия образования и нахождения. Форма залегания: оторочки возле высокотемпературных кварцевых и полевошпата-кварцевых жил с кассимтеритом, вольфрамитом, молибденитом, бериллом и т.п. Встречаются также площадные грейзены в участках концентрации многочисленных кварцевых жил и прожилков (*штокверках*) в верхних и приконтактовых зонах гранитных массивов и в примыкающих к ним песчано-глинистых породах. Грейзены – продукты метасоматического изменения кислых изверженных пород (гранитов и др.), а также сходных с ними по составу алюмосиликатных осадочных и метаморфических пород (различных сланцев и песчаников) высокотемпературными послемагматическими растворами. В случаях воздействия аналогичных растворов на измененные ультраосновные существенно магнезиальные, породы (серпентиниты, тальково-хлоритовые сланцы и т.п.) образуются зоны так называемых слюдитов-пород, сложенных преимущественно флогопитом. Такие зоны могут содержать изумруд. При развитии процессов грейзенизации по известнякам появляются специфические мусковит-флюоритовые, практически бескварцевые породы, иногда содержащие бериллиевые минералы и одновременно являющиеся рудой на плавиковый шпат. При процессах выветривания слюдистые грейзены подвергаются

каолинизации. Грейзены встречаются во многих районах СНГ (Казахстан, Забайкалье, Восточная Сибирь и др.), но всюду имеют узколокальное развитие.

Диагностика. Определяются по особенностям минерального состава, т.е. отсутствию или низкому содержанию полевого шпата, богатству кварцем, мусковитом или лепидолитом и (или) топазом, флюоритом, турмалином, а также по условиям залегания.

Практическое значение. Грейзенизация сопровождает образование месторождений вольфрама, бериллия, молибдена (грейзены с мусковитом отчасти с топазом и большим количеством флюорита), олова, тантала (грейзены с литиевыми слюдами и топазом). Поэтому грейзены являются одним из ведущих поисковых признаков на редкометальные месторождения.

Породы гидротермального метаморфизма..

Нижеописываемые породы имеют ограниченное распространение; они развиты в пределах сравнительно узких зон, некоторые интрузивные тела, преимущественно сложенные гранитоидами.

Контактовый роговик

Название по характерному излому и внешнему облику, напоминающему роговое вещество.

Характерные признаки. Структура тонкозернистая скрыто-кристаллическая (размер зерен 0,01-0,03мм), нередко порфирбластовая. Текстура массивная иногда со следами слоистости, либо пятнистая. Основная ткань – агрегат неразличимых на глаз выделений биотита, кварца, альбита, магнетита, роговой обманки, силлиманита, эпидота, турмалина, углистого вещества и др. Минералы порфиробластов: биотит, андалузит, кордиерит, амфибол, гранат (альмандин), полевые шпаты и др. Различают роговики биотитовые, андалузитовые, кордиеритовые и т.п. Цвет темно-серый до черного, иногда с зеленоватым оттенком либо белый, светло-серый, желтоватый. Распределение окраски равномерное, либо пятнистое и полосчатое. Порода крепкая, вязкая (с трудом разбивается молотком), твердая или средней твердости. Излом неровный, раковистый, занозистый (роговиковый).

Разновидность известково-силикатный роговик, или скарноид, - порода обычно зеленоватого или желтоватого цвета и полосчатого (реликтового слоистого) сложения, исключительно вязкая, твердая. Излом раковистый. Состоит из пироксенов (ряда диопсид – геденбергит), граната (ряда госсуляр – андрадит), везувиана, волластонита, амфибола (ряда тремолит – актинолит), скаполита, плагиоклаза, эпидота, поизита, сульфидов.

Условия образования и нахождения. Развивается вокруг интрузивных тел, непосредственно примыкая к их контактам. Образуется в процессе контактового метаморфизма песчаников, аргиллитов, вулканогенно-обломочных пород или (известково-силикатные роговики) мергелей идоломитов под воздействием тепла, источником которого являются интрузивные тела, формирующиеся на небольшой или умеренной глубине (до 2-3км). Ширина зон развития контактовых роговиков зависит от состава интрузивной породы, размеров тела, крутизны его контактов и других факторов и может колебаться от первых метров до нескольких километров. На больших глубинах ореолы контактового метаморфизма сливаются с полями регионального метаморфизма. Продукты обоих процессов в этих условиях неразличимы.

Роговики в силу своей мелкозернистости и большой плотности довольно устойчивы по отношению к гипергенным изменениям.

Диагностика. Высокая прочность, роговиковый излом характерные минералы порфиробластов; также нахождение в приконтактовых зонах около интрузивных тел.

Практическое значение. Не имеет. С известково-силикатными роговиками нередко связаны богатые свинцово-цинковые или медные руды.

Породы динамометаморфизма.

Дисклокационный метаморфизм приводит к изменениям главным образом структурно-текстурных особенностей пород. Минеральный состав продуктов динамометаморфизма в значительной мере зависит от состава исходных пород, а также от условий глубинности, в которых происходила их деформация. Новообразованные минеральные ассоциации могут соответствовать различным фациям регионального метаморфизма, чаще всего – зеленосланцевой.

Катаклазит. Тектоническая брекчия

Название – по происхождению см.также брекчия.

Харктерные признаки. Сцементированные угловатые обломки различных горных пород (брекчиевая текстура). Цементирующая масса может быть либо рыхлой и слабо связанной, состоящей из тонкораздробленного материала (глинка, трения), либо плотной, представленной мономинеральным веществом (нередко кварцем, кальцитом, баритом и др.), отложившимся из гидротермальных растворов, которые проникли в свое время в зону дробления. Границы между обломками отчетливые. Размеры обломков от нескольких сантиметров до метра и более. Порода в обломках и цементе обычно деформирована, трещиновата.

Условия образования и нахождения. Порода, формирующая региональные и локальные зоны дробления земной коры. Вещество цемента включает минералы гидротермального происхождения или целиком состоит из них.

Диагностика. По характеру цемента. См.брекчия.

Практическое значение. Как и тектоническая брекчия, нередко содержит богатую и разнообразную рудную минерализацию.

Милонит

Название от греч. μύλός - мельница.

Характерные признаки. Крайне мелкозернистая тонкосланцеватая плотная порода, нередко обладающая линзовидной или линзовидно-очковой текстурой. «Очки» размером от долей миллиметра до 1-2 *см* представлены большей частью полевым шпатом и ориентированы параллельно сланцеватости породы. Окраска породы темная.

Условия образования и нахождения. Образуются вследствие интенсивного сдавливания горных пород и перетирания их в процессе перемещения многокилометровых блоков горных пород вдоль разлома. Наибольшим распространением пользуется в зонах пологих нарушений, по которым в результате тектонических движений происходит надвигание вышележащей толщи пород на нижележащую. Обширные зоны развития милонитов находятся в Вост. Казахстане (верховья р.Иртыша – Иртышская зона смятия), на юге Енисейского кряжа, в верховьях р.Ангары (зона Ангарского надвига) и во многих других районах СНГ.

Диагностика. По текстурным особенностям породы.

Практическое значение. Не имеет.

Рекомендуемые контрольные вопросы к теме «Породы контактового метаморфизма».

1. Что такое скарны?
2. За счет какого вида метаморфизма образуются скарны?

3. Что такое грейзены?
4. Чем отличаются скарны от грейзенов?
5. За счет чего образуются милониты?
6. Что собой представляют тектонические брекчии?
7. Какие породы могут образоваться при разрывных тектонических нарушениях?
8. В результате какого процесса образуются роговики?

Перечень литературы и средств обучения.

Основная литература.

1. Бетехтин А.Г. Минералогия. М., 1961 г.
2. Миловский А.В. Минералогия и петрография. М., Недра, 1979 г.

Дополнительная литература.

1. Аншелес О.М. Начала кристаллографии. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1952 г.
2. Лазаренко Е.К. Курс минералогии. К., Высш.шк., 1970 г.
3. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955 г
4. Лучицкий В.И. Петрография. М.-Л., МинГео СССР, 1947 г.
5. Попов Г.М., Шафрановский И.И. Кристаллография. М., Госгеолтехиздат, 1955 г.
6. Рухин Л.Б. Основы литологии. М., Госгеолтехиздат, 1967 г.
7. Самсонов Я.П., Турнича А.П. Самоцветы СССР. М., Недра , 1984 г.
8. Смольянинов Н.А. Практическое руководство по минералогии. М., Недра, 1972 г.
9. Флинт Е.Е. Практическое руководство по геометрической кристаллографии М., Госгеолтехиздат, 1952 г.
10. Швецов М.С. петрография осадочных пород. М.-Л., МинГео СССР, 1948 г.