



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

МИНЕРАЛОГИЯ. ЧАСТЬ 2

ВЛАСОВ
ЕВГЕНИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

Содержание

1	Лекция 1. Силикаты	7
1.1	Вводная	7
1.2	Использование силикатов	13
1.3	Островные силикаты	15
1.4	Ортосиликаты (циркон $Zr[SiO_4]$)	16
2	Лекция 2. Островные силикаты	23
2.1	Группа фенакита $Be_2[SiO_4]$	23
2.2	Надгруппа граната	24
2.3	Группа оливина	31
3	Лекция 3. Ортосиликаты	35
3.1	Группа оливина (продолжение)	35
3.2	Ортосиликаты с дополнительными анионами	36
3.2.1	Группа гумита	36
3.2.2	Топаз	37
3.2.3	Титанит (сфен)	40
3.2.4	Полиморфные модификации $Al_2[SiO_4]O$	42
3.2.5	Ставролит	45
3.2.6	Хлоритоид	46
4	Лекция 4. Орто- и диортосиликаты	48
4.1	Надгруппа эпидота	48
4.2	Группа визувиана	51
4.3	Диортосиликаты	51
4.3.1	Тортвейтит $Sc_2[Si_2O_7]$	51
4.3.2	Гемиморфит $Zn_4[Si_2O_7]_2(OH)_2 \cdot H_2O$	52
4.4	Иные диортосиликаты	54
4.5	Кольцевые силикаты	55
4.5.1	Группа берилла	56
5	Лекция 5. Силикаты и их аналоги	62
5.1	Кольцевые силикаты	62
5.1.1	Кордиерит $(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$	62
5.1.2	Группа турмалина	63
5.1.3	Диоптаз	67

5.1.4	Группа аксинита	67
5.1.5	Группа эвдиалита	68
5.2	Цепочечные силикаты	70
5.2.1	Группа пироксенов	71
6	Лекция 6. Цепочечные и ленточные силикаты	74
6.1	Группа пироксенов (продолжение)	74
6.1.1	Магнезиально-железистые пироксены	76
6.1.2	Кальциевые пироксены	78
6.1.3	Кальций-натриевые пироксены	79
6.1.4	Щелочные пироксены	79
6.2	Пироксеноиды	81
6.2.1	Волластонит	82
7	Лекция 7. Цепочечные и ленточные силикаты.	84
7.1	Пироксеноиды	84
7.1.1	Волластонит (продолжение)	84
7.1.2	Родонит	84
7.2	Группа астрофиллита	85
7.3	Ленточные силикаты: амфиболы	87
7.3.1	Mg-Fe-Mn амфиболы	90
7.3.2	Li амфиболы	91
7.3.3	Ca амфиболы	91
8	Лекция 8. Амфиболы. Слоистые силикаты	93
8.1	Амфиболы	93
8.1.1	Ca амфиболы	93
8.1.2	Na-Ca амфиболы	96
8.1.3	Na амфиболы	96
8.2	Другие ленточные силикаты	98
8.3	Слоистые (листовые) силикаты и алюмосиликаты	100
9	Лекция 9. Двухслойные и трехслойные силикаты. Слюда	105
9.1	Группа каолита-серпентита	105
9.1.1	Надгруппа каолита	105
9.1.2	Надгруппа серпентита	107
9.2	Трехслойные силикаты и алюмосиликаты	108
9.3	Смектиты	110

9.4	Группа слюд	113
9.4.1	Подгруппа слюд	114
9.4.2	Подгруппа хрупких слюд	118
9.4.3	Подгруппа слюд с дефицитом межслоевых катионов	118
10	Лекция 10. Слюды	120
10.1	Группа хлорита	120
10.2	Слоистые силикаты со сложными сетками	123
10.3	Каркасные алюмосиликаты	125
10.3.1	Полевые шпаты	127
10.3.2	Фельдшпатоиды	132
11	Лекция 11. Процессы минералообразования	142
11.1	Онтогенез минералов	142
11.2	Среды минералообразования	142
11.3	Зарождение кристаллов	143
11.4	Рост кристаллов	144
11.5	Изменение кристаллов	147
11.6	Растворение кристаллов	148
12	Лекция 12. Процессы минералообразования. Гранитные пегматиты	149
12.1	Магматические процессы минералообразования	149
12.1.1	Виды магмы	149
12.1.2	Обстановки для проявления магматизма	150
12.1.3	Категории магматического процесса	150
12.1.4	Параметры магмы	151
12.1.5	Механизмы дифференциации расплавов	152
12.1.6	Ультраосновные породы	155
12.1.7	Основные породы	155
12.1.8	Средние и кислые породы	156
12.1.9	Породы повышенной щелочности	156
12.1.10	Пегматиты	157
13	Лекция 13. Процессы минералообразования. Возгоны, метасоматиты	161
13.1	Возгоны	161
13.2	Метасоматические породы	163
13.2.1	Фениты	165
13.2.2	Скарны	165

14 Лекция 14. Метасоматические, гидротермальные, метаморфические процессы минералообразования	169
14.1 Метасоматические процессы	169
14.1.1 Кварц-щелочнополевошпатовые метасоматиты (апограниты) . .	169
14.1.2 Грейзены	169
14.1.3 Средне- и низкотемпературные метасоматиты	170
14.2 Гидротермальные процессы	171
14.3 Метаморфические процессы	173
14.3.1 Низкоградный метаморфизм	174
14.3.2 Фация зеленых сланцев	174
14.3.3 Амфиболитовая фация	175
14.3.4 Жилы альпийского типа	175
14.3.5 Гранулитовая фация	175
14.3.6 Ультравысокобарный (фация голубых сланцев, эклогитовая фация) метаморфизм	176
15 Лекция 15. Экзогенные процессы минералообразования	177
15.1 Осадочный процесс минералообразования	177
15.2 Коры выветривания	179
15.3 Минералогия зон гипергенеза рудных месторождений	180
15.4 Элементы и их соединения	184
15.4.1 Главные «нерудные» компоненты	184
15.4.2 Железо	184
15.4.3 Цинк	185
15.4.4 Кадмий	185
15.4.5 Свинец	186
15.4.6 Медь	186
15.4.7 Серебро	188
15.4.8 Ртуть	188
15.4.9 Никель и кобальт	188
15.4.10 Селен	188
15.4.11 Теллур	188
15.4.12 Мышьяк	189
15.4.13 Ванадий	189
15.4.14 Хром	189
15.4.15 Молибден и вольфрам	189
15.4.16 Уран	190

Лекция 1. Силикаты

Вводная

Силикаты – обширный класс минералов. Минералов большое количество, многие являются важными образующими минералами, а некоторые рассматриваются по иным аспектам – с точки зрения структуры, составов или условий образования. Минералы могут использоваться в качестве драгоценных металлов, полезных ископаемых.

Ранее были изучены классы минералов – самородные элементы, сульфиды с их аналогами, кислородные соли (фосфаты, карбонаты, сульфаты и т.д.). Но по распространению они уступают силикатам.

Силикаты и их аналоги считаются самым многочисленным классом. Примерно треть минеральных видов, которые известны на данный момент, приходится на силикаты.

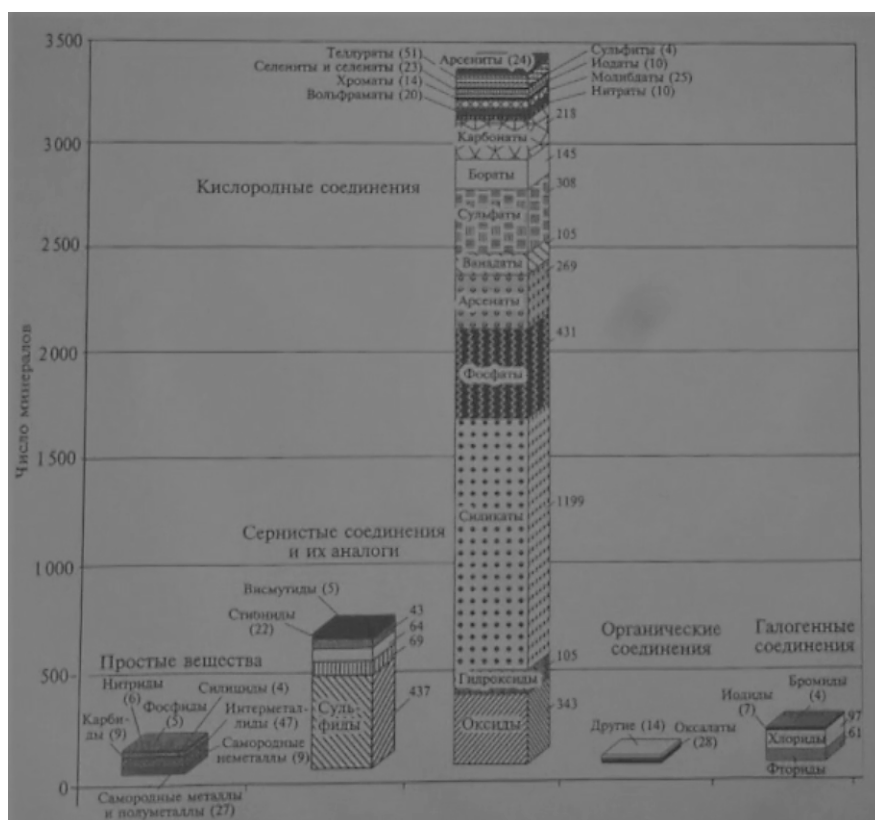


Рис. 1.1. Карта минералов

Также обсуждались рудные минералы. Говорили о сульфидах, которые являются очень важными в промышленности рудными минералами. Обсуждались оксиды и

гидроксиды. Многие минералы этих классов тоже являются важными рудными. Если говорить о силикатах, это самые распространенные минералы на планете и являются важными породообразующими.

Многие ученые считают, что силикаты – планетообразующие минералы. Это связано с тем, что ряд силикатов является основными минералами, которые создают планеты земной группы в солнечной системе.

Вспомним разрез Земли (Рис. 1.2): выделение земной коры, мантии, нижней мантии и т.д.

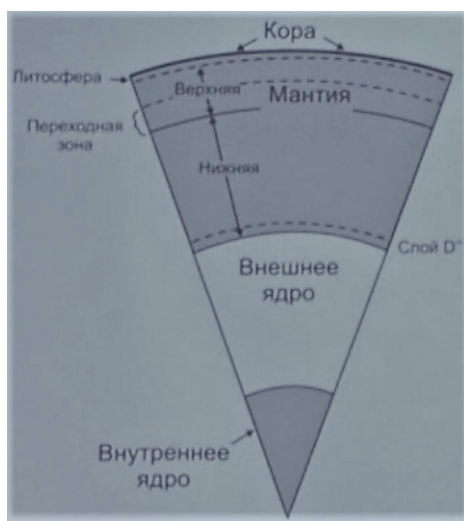


Рис. 1.2. Разрез земной коры

Именно эти оболочки в значительной степени сложены из силикатов. Земная кора сложена из таких элементов, как кислород (O), кремний (Si), алюминий (Al) и остальных, которые входят уже в меньшем количестве. Фактически, восемь элементов являются важнейшими составляющими земной коры.

Писатель Айзек Азимов сказал «Что значат Кавказские горы?». Фантаст посмотрел на этот вопрос, как химик: «для меня Кавказские горы – это совокупность атомов кислорода и кремния, все остальное ничтожно мало». Такой подход можно распространить на всю земную кору, а не только на Кавказ.

При таком элементном составе значительная доля земной коры сложена силикатами и алюмосиликатами (75 %). Также важный вклад вносят кварцы, карбонаты осадочного чехла и другие.

К природным, планетообразующим силикатам относят в первую очередь полевые шпаты. Это самый распространенный минерал земной коры. Менее распространен

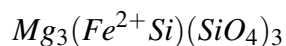
ными считаются слюды, пироксены, оливин, амфиболы и т.д. Они являются важнейшими породообразующими минералами земной коры.

Если рассмотреть верхнюю мантию, которая тоже будет сложена силикатами. До определенной глубины основным будет минерал оливин, также пироксены, гранаты. С увеличением глубины и давления они будут трансформироваться. Оливин испытывает структурные перестройки: при 410 км переходит в ваделеит, при 520 км – в рингвудит. Гранат тоже меняется при изменении условий. В мантийном слое учеными фиксируются мейджоритовые компоненты. Это такие фазы, в которых кремний присутствует не только в тетраэдре, но и в октаэдре. То есть под действием давления происходит перестраивание позиций кристаллической решетки.

В нижней мантии доминирует силикат магния и железа $(Mg, Fe)SiO_3$ со структурой перовскита.

Рассмотрим строение силикатов и их аналогов как класс минералов:

- 1) Кремний практически во всех силикатах имеет по отношению к кислороду четвертую координацию. Происходит образование кремний–кислородного тетраэдра. Крайне редко, в высокобарных фазах, кремний может располагаться и в октаэдре, например мейджорит:



Но реальный состав минералов может отличаться.

- 2) В рассматриваемых минералах (силикатах, алюмосиликатах и т.д.) реализуются достаточно сложные связи. Если речь идет о кремний–кислородных радикалах, то связи будут ковалентные. Между кремний–кислородными радикалами и катионами реализуются ионно–ковалентные связи, а преимущественно ионные. В слоистых структурах будут присутствовать слабые остаточные связи.
- 3) Известно, что SiO_4 –тетраэдры могут группироваться. Образуется большое количество соединений, в основе которых лежат тетраэдры. В природе встречаются в основном островные силикаты (ортосиликаты). В них SiO_4 –тетраэдры изолированы друг от друга. Но присутствуют и такие минералы, где все тетраэдры соединяются друг с другом и создают «мотивы».
- 4) Если рассматривать химический состав силикатов, то катионный состав будет разнообразным. То есть большое количество элементов входит в состав силикатов. Приблизительно $\frac{2}{3}$ Периодической таблицы Д.И. Менделеева.

Существует ряд важнейших катионов:

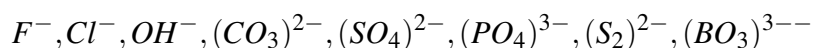


В зависимости от ионного радиуса катионы будут входить в разные позиции минерала. «Компактные» катионы располагаются в тетраэдрах (Li, Be, Al) с КЧ 4. В октаэдрах (КЧ = 6) могут присутствовать Li, Mg, Fe, Mn, Al, Ti, Zr. Более «крупные» элементы будут входить в позиции с большим координационным числом 7, 8 и 9. К ним относят K, Na, Ca, Ba, Sr, Zr.

- 5) Алюминий может располагаться в двух позициях в структуре минералов: октаэдр и тетраэдр. Если речь идет о силикатах, где Al в октаэдрической позиции, то его рассматривают, как катион. Такие минералы принято называть силикатами алюминия. Например, гранат или кианит. Если алюминий располагается в тетраэдрах, то его принято рассматривать, как аналог кремния. Такие минералы принято называть алюмосиликатами. Обычно, Al содержится в меньшем количестве, чем Si, или в равном. Например, анортит или нефелин.

По аналогии с алюминием выделяют бериллосиликаты (тетраэдры BeO_4) и боросиликаты (тетраэдры BO_4). Боросиликаты широко распространены в природе. Например, данбурит, аналог анортита (замена Al на B).

- 6) В природе встречаются такие минералах, в которых содержатся дополнительные анионы. Например:



Для некоторых слоистых и каркасных силикатов и алюмосиликатов характерна H_2O . Можно говорить о вхождении в минералы гидроксильных групп, о наличии воды в полостях, о сорбированной воде и т.д.

Важным вопросом являются структурные особенности силикатов.

Силикаты считаются обширным классом – треть от всех минеральных видов. Это связано, во-первых, со сложным химическим составом. В состав силикатов входит большое количество элементов Периодической таблицы Д.И. Менделеева. Во-вторых, со способностью тетраэдров SiO_4 и их аналогов образовывать разнообразные по конфигурации и размерам анионные группировки. Именно эти два момента делают класс силикатов самым многочисленным среди всех классов минералов.

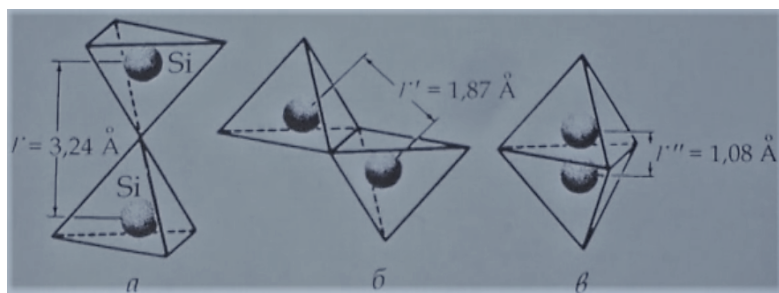


Рис. 1.3. Структура

В зависимости от структурного мотива, который реализуется в структуре минералов, выделяют различные подклассы: островные, цепочечные, ленточные, слоистые и каркасные.

Сложные группировки кремний–кислородных тетраэдров приводят к образованию цепочек, лент, слоев. Такие тетраэдры могут соединяться различными способами. Например, через мостиковый кислород, ребрами или гранями. В природе возможен следующий вид сочетания SiO_4 –тетраэдров: реализуемый в силикатах мотив сочленения полиэдров SiO_4 . В таких соединениях сочетания тетраэдров происходят через мостиковый кислород. Другие варианты невозможны в природе из-за кулоновских взаимодействий атомов кремния. Они не реализуются даже в том случае, когда один тетраэдр будет содержать кремний, а другой – менее высоковалентный элемент. Если даже в одном тетраэдре заряд элемента снижается, то такие соединения не будут существовать в природе. Разнообразные структурные мотивы реализуются за счет соединения тетраэдров друг с другом только через мостиковый кислород.

На рис. [1.3а)] образуется диортогруппа. В ее образовании участвует один мостиковый кислород. Образуются цепочки. Количество мостиковых кислородов возрастает, и слоев будет еще больше. В каркасах, образованных кремний-кислородными тетраэдрами, количество мостиковых кислородов будет равно количеству кислородов.

Структурные мотивы в силикатах разнообразны. Установлено более 300 типов кремнекислородных радикалов. Существуют такие радикалы, которые известны только в одном минеральном виде. То есть большое количество кремнекислородных радикалов встречается в единичных или редких минералах. Но при этом существует небольшое количество радикалов, которые в значительном количестве распространены в природе.

Например:

- 1) Ортосиликаты SiO_4 – более 200 минеральных видов;

- 2) Силикаты с диортогруппами (диортосиликаты Si_2O_7) и орто-диортосиликаты $Si_2O_7 + SiO_4$ – около 110;
- 3) Ленточные силикаты (амфиболы) Si_8O_{22} – около 100;
- 4) Кольцевые Si_4O_{12} – около 50 и Si_6O_{18} – около 40;
- 5) Цепочечные Si_2O_6 – более 30;
- 6) Слоистые Si_2O_5 и Si_4O_{10} – более 50.

Самыми распространенными считаются ортосиликаты. Это минералы, в которых присутствует изолированный тетраэдр. К силикатам с диортогруппами можно отнести тортвейтит или гемиморфит. Это самые распространенные минералы в данной группе. Амфиболы – «случайно распространенные» минералы в природе. Соединения представляют собой простую амфиболофу ленту или ленту, образованную двумя пироксеновыми цепочками. Все остальные классы мало распространены.

Радикалы широко распространены в природе. С ними ученые сталкиваются во многих минералах. При этом большинство минералов считается породообразующими. Но существует и небольшое количество редких фаз, в которых могут реализовываться иные кислородные радикалы.

Существует классификация силикатов:

- 1) Ортосиликаты $[SiO_4]^{4-}$ $Si : O = 1 : 4$
 - Диортосиликаты $[Si_2O_7]^{6-}$ $Si : O = 1 : 3,5$
 - Триортосиликаты $[Si_3O_{10}]^{8-}$ $Si : O = 1 : 3,3$
 - Диортосиликаты $[Si_nO_{3n}]$ $Si : O = 1 : 3$
- 2) Цепочечные $[Si_nO_{3n}]$ $Si : O = 1 : 3$
 - Пироксены $[Si_2O_6]^{4-}$
- 3) Ленточные
 - Амфиболы $[Si_4O_{11}]^{6-}$ $Si : O = 1 : 2,75$
- 4) Каркасные $[SiO_2]^0, [AlSi_3O_8]^{-}, [AlSi_2O_6]^{-}, [AlSiO_4]^{-}$ $(Si + Al) : O = 1 : 2$
- 5) Слоистые $[Si_2O_5]^{2-}$ $Si : O = 1 : 2,5$

От ортосиликатов к каркасным закономерно меняется соотношение кремния к кислороду. В ортосиликатах соотношение 1:4, при переходе к кольцевым, при расчетах, оно снизится до 1:3. Переходя к цепочным силикатам соотношение сохраняется. В амфиболах, слоистых и каркасных (алюмосиликаты) оно снижается и достигает 1:2.

Если рассмотреть, как ведут себя в радикалах кремний и кислород по отношению друг к другу, то можно проследить тенденцию соотношения элементов в соединениях. В слюдах соотношение 1:2,5, поэтому можно предположить формулу радикалов Si_2O_5 , Si_4O_{10} . В пироксенах и пироксеноидах соотношения кремния и кислорода 1:3. Например, пироксеноид с периодом повторяемости 3 тетраэдра – волластонит. Упрощенная формула: $CaSiO_3$. В соединении находятся три тетраэдра, то получаем $Ca_3Si_3O_9$. В родоните период повторяемости 5 тетраэдров и при этом одна позиция марганца занята под кальций, то получаем $CaMn_4Si_5O_{15}$.

Также из классификации можно заметить, что количество кремния возрастает от ортосиликатов к каркасным. Если анализировать состав горных пород, то ортосиликаты и цепочечные характерны для пород ультраосновных составов, которые относительно бедны кремнеземом. Минералы, которые имеют другие отношения, например каркасные, характерны для кислых пород среднего состава, богатых кремнием.

Использование силикатов

Силикаты – важнейшие породообразующие минералы. Образуются магматические, метаморфические, метасоматические, осадочные породы.

Силикаты нередко являются концентратором рудных элементов в составе. Многие силикаты не являются полезными ископаемыми, но играют важную геохимическую роль концентратора разных элементов в качестве примесей. Например, самородная медь. Месторождения меди метаморфогенные, которые по своему генезису связаны с процессами низкоградного метаморфизма. Самородная медь возникает при низкоградном разложении силикатов, ее высвобождении, перераспределении и концентрации самого минерала. Медь первоначально входила в состав силикатов, а именно полевых шпатов. Элемент фиксируется в качестве примеси, то есть его очень мало. Если же силикаты меди массово начинают разлагаться более поздними фазами, куда медь не входит, то примеси могут привести к образованию промышленнозначимых месторождений. При замещении полевых шпатов слоистыми минералами медь высвобождалась, и сформировались месторождения с самородной медью. Поэтому полевые шпаты нередко выступают в качестве концентратора рудных элементов, которые впоследствии при преобразовании исходных пород могут

давать промышленнозначимые концентраты. Также известно получение месторождений свинца, вольфрама и других элементов.

Некоторые силикаты являются важными полезными ископаемыми. Из ряда силикатов извлекают, в-первую очередь, литий. Важный элемент для производства аккумуляторов, батареек. Пример минерала, содержащего литий в своем составе, – сподумен. Литий также распространен в слюдах. Ряд таких минералов является рудными. Также можно извлекать рубидий, цезий. Силикаты являются важным источником бериллия. В некоторых случаях извлекают никель, кобальт и цинк. Если говорить о цинке, то в первую очередь – это гипергенные силикаты (гемиморфит), а для никеля и кобальта – силикаты, образующиеся в корках выветривания, и могут быть гипергенные руды с промышленным содержанием этих элементов. В некоторых силикатах редкие земли могут находиться в значительном количестве.

Основными элементами для силикатов являются железо, марганец, магний и другие. Их тоже можно извлекать из силикатов. Но на данный момент промышленным способом невозможно извлечь элементы из соединений по экономической причине. Химические связи в силикатах достаточно сложные, перерабатывать минералы и извлекать элементы достаточно сложно. Есть другие источники железа, марганца и магния, которые более удобны для переработки. Существуют шамозитовые руды – нетрадиционные силикатные руды, сложенные богатым железом хлоридом. Из них можно извлекать железо.

Силикаты – важнейшие нерудные полезные ископаемые. Большое количество слоистых силикатов используется в промышленности. Например, глинистые минералы в производстве цемента и кирпича, смектит, каолинит в производстве высококачественной керамики и форфора. Минералы часто используют как наполнители в бумажной промышленности. Слюды использовали как изоляторы в лампах вычислительных машин. Цеолиты – фильтры, сорбенты, катализаторы, ионные сита. Они активным образом синтезируются и добываются. Горные породы используются в качестве строительных материалов.

Многие силикаты – драгоценные камни. Например, корунд, кварц, шпинель, опал и другие. Если сопоставить класс минералов и драгоценные камни, то преобладание будет в простых и сложных оксидах и силикатах. Это связано с характером химической связи. Связи прочные, твердость высокая, минералы износостойкие и поэтому могут использоваться в ювелирном деле. Большое количество силикатов является драгоценными камнями. В первую очередь, это островные силикаты: ортосиликаты, кольцевые силикаты. Далее пироксены, амфиболы. Остальные не используются из-за уменьшения твердости и прочности.

В зависимости от характера структуры силикатов выделяют подклассы: островные, цепочечные, ленточные, слоистые и каркасные.

Островные силикаты

Среди островных силикатов выделяют ортосиликаты. Это самые распространенные, самые простые структуры, в которых видим изолированные тетраэдры SiO_4 и радикалы SiO_4^{4-} . Реже встречаются минералы, в которых есть диортогруппы Si_2O_7 . Это диортосиликаты или орто-диортосиликаты. Существуют минералы, которые тоже являются островными, но они более редкие. В таких минералах более сложные островные группировки, состоящие из трех, четырех и т.д. тетраэдров. Это линейные группировки, то есть тетраэдры могут выстраиваться в цепочку. В таком случае их можно рассматривать, как минералы, в которых структура стремится к формированию бесконечной цепочки. Есть нелинейные островные радикалы – разветвленные. Например, радикал в зуните образован 5 тетраэдрами, где к центральному тетраэдру присоединяется 4 и образуется объемный остров. Происходит образование каркасной структуры.

Также среди островных силикатов выделяются кольцевые. Кольцевые группировки также друг с другом не взаимодействуют и представляют собой острова в структуре. Соединение происходит через катионы. Кольцевые силикаты тоже разнообразны. Самое простое кольцо может быть образовано тремя тетраэдрами. Это минералы не распространенные, но многочисленные. Много с четверным кольцом, но они тоже не широко распространены. Распространенными считаются с шестичленным кольцом. Например, диоптаз, формалин, берилл и другие.

Рассмотрим свойства, характерные для всех островных силикатов:

- 1) Многие островные силикаты имеют, как правило, простые, компактные структуры. К ним относят силикаты с простым составом. Например, оливин или топаз. Структуры минералов могут быть выведены из плотнейших упаковок (ПУ). Если говорить о структуре оливина, то в основе лежит плотнейшая гексогональная упаковка атомов кислорода. В топазе четырехслойная топазовая ПУ. Это свойство не выполняется для кольцевых силикатов. В них структуры подчинены крупным кольцам, а не ПУ.
- 2) Химические связи прочные. Это ионные, ионно-ковалентные и ковалентные. Прочные ионно-ковалентные связи придают твердость минералам. В них нет слабых направлений. Поэтому большинство таких минералов твердые: оливин, топаз, берилл, турмалин и другие. Твердость достигает 7 и более.

- 3) Плотность структуры делает островные силикаты достаточно плотными. Но при этом плотность ниже, чем у рудных минералов. При сравнении плотности силикатов, плотность островных выше, чем у остальных. Данное свойство не выполняется для кольцевых силикатов. В них структура достаточно рыхлая. Например, в структуре берилла кольца располагаются одно над другим и создаются протяженные каналы. Поэтому плотность достаточно небольшая. В обычных орто- и диортосиликатах плотность велика.
- 4) Структура влияет на морфологию кристаллов. Прочность связи влияет на кристаллизационную способность, то есть высокая сила кристаллизации минералов. Поэтому в природе часто встречаются островные силикаты в виде кристаллов. Даже если работать с морфологическими породами, в которых минералы растут в твердой среде, в этом случае островные силикаты подвергаются огранке. При этом образуются метакристаллы с природно-образованными гранями.
- 5) Высокая твердость придает износостойкость минералам, устойчивым к механическим воздействиям.
- 6) Островные силикаты – важнейшие драгоценные камни.

Ортосиликаты (циркон $Zr[SiO_4]$)

Структура минерала совпадает с ксинотитом. По форме кристаллов они визуально очень похожи. Это связано с тем, что минералы имеют одинаковую структуру.

Минерал тетрагональный. Кремний входит в кремний-кислородные тетраэдры. Отдельные такие тетраэдры соединяются друг с другом в единую структуру, в восьмивершинниках которых находится цирконий.

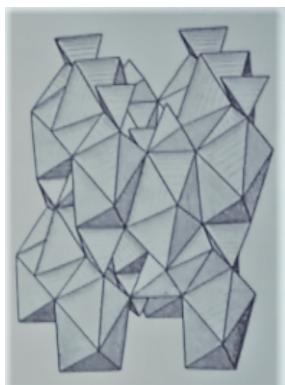


Рис. 1.4. Единая структура из тетраэдров

Координационное число (КЧ) характерное минералу – 8. Если же посмотреть на другие минералы, то КЧ у циркония 6, то есть элемент располагается в октаэдрическом кислородном окружении. Эти минералы рассматриваем как цирконосиликаты. Дело в том, что октаэдры, заселенные цирконием и кремний-кислородные тетраэдры участвуют в образовании смешанных, достаточно сложных анионных радикалов. Рассматриваем минералы, в которых цирконий входит в состав сложных радикалов, как цирконосиликаты. Таких минералов в природе большинство.

В цирконе ситуация иная. Сам цирконий располагается не в октаэдре, а в восьмивершиннике. Поэтому циркон рассматриваем как истинный силикат циркония. Настоящих природных силикатов циркония не так много. Помимо циркона – это представитель группы гранатов: кимцеит и керимасит. Это минералы, в которых циркон выступает в качестве катиона.

Существует группа циркона. В нее входит небольшое количество минералов, которые достаточно простые по химическому составу. Например:

- 1) Коффинит $U[SiO_4]$;
- 2) Гафнон $Hf[SiO_4]$;
- 3) Торит $Th[SiO_4]$;
- 4) Стетиндит $Ce[SiO_4]$;

Коффинит – один из немногих минералов четырехвалентного урана. В природе преобладают именно минералы урана со степенью окисления +6, то есть входит в виде уранил катиона (UO_2^{2+}). Минералы с ураном +4 малочисленны. Фактически, в природе их три: браннерит, коффинит и уранинит. Это рудные минералы. Коффинит изучен в 1954 году из-за нестабильности урана, так как разрушается с образованием смеси свинцовых и урановых фаз. На данный момент является промышленно важным минералом на уран.

Существует аналог коффинита – торит. Очень редкий в природе стетиндит, в котором цирконий замещен на церий. Для редкоземельных элементов характерна степень окисления +3. Только два природных редкоземельных металла имеют иную степень окисления: церий и европий. Второй рассеивается в природе, а церий четырехвалентный образует собственные минералы.

Чистый циркон встречается редко. Обычно в его состав входят примеси. Замещение происходит на четырехвалентные элементы, такие как уран, торий, гафний,

редкие земли, необий, тантал. Возможно замещение по ксенотимовой схеме. Изоморфизм, как правило, ограниченный. Установлено, что гафний присутствует практически всегда в цирконе. Это связано с тем, что Hf и Zr похожи по химическим свойствам. Они имеют одинаковое строение внешних электронных оболочек. Также ионные радиусы четырехвалентных гафния и циркония практически не отличаются. При близких химических свойствах и радиусе элементы входят в минерал практически одинаково. Но так как цирконий более распространенный элемент в природе, то гафний рассеивается в минералах циркония, то есть не дает значимых концентраций.

Несмотря на малую распространенность гафния, был обнаружен минерал гафнон. Встречается только в редких минералах пегматитах. Ассоциируют с тантал, необатами, кварцем, шпатами. Характерная особенность для редкометальных пегматитов. Минерал образует отдельные зоны в кристаллах циркон-гафнонового состава. В этих пегматитах можно столкнуться с кристаллами циркона. При изучении состава этого циркона можно увидеть, что он имеет зональное строение и повышенную концентрацию гафния в отдельных зонах. В некоторых объектах может содержаться гафния больше, чем циркония. Такие зоны называются *гафноном*.

Отличить зоны с повышенным содержанием гафния от обычных зон циркона практически невозможно. Визуально это одно и то же. Определение гафнона возможно только после определения химического состава.

Помимо гафния характерны примеси урана и тория. Это элементы с иным ионным радиусом. При вхождении в состав циркона этих элементов, циркон расщепляется блочно, мозаично или образуя радиально-лучистые агрегаты.

Выделяют две разновидности: «малакон» и «циртолит». Они обогащены, в первую очередь, ураном, а в меньшей степени торием. Термины используют для описания кристаллов разного облика. Если кристалл дипиромидальный, то его можно назвать «малаконом». В нем нет практически граней призмы. Если же кристаллы призматические, то это «циртолит». Понятия очень похожи и характеризуют циркон с повышенным содержанием U и Th.

Уран и торий – радиоактивные элементы. Это приводит к тому, что циркон становится частично или полностью метамиктом. Структура нарушается даже до полной потери кристалличности. Для циркона характерно метамиктное состояние. Такой циркон можно установить по цвету. Метамиктный циркон имеет зеленоватую окраску. Он может быть радиоактивным.

При потере структуры изменяются свойства циркона. Частично или полностью аморфный циркон становится более мягким, снижается твердость, плотность. Также происходит изменение оптических характеристик. Циркон тетрагональный, а значит

минерал анизотропный, одноосный. Для метамиктного аморфного циркона меняется показатель преломления с ярко-алмазного блеска до почти стеклянного. Меняются также оптические характеристики с одноосного анизотропного до изотропного. Плотность меняется на понижение из-за изменения количества содержащейся воды.

Выделяют циркон «высокий» и «низкий». Высокий – это неметамиктный циркон, который не содержит радиоактивных примесей или их содержание не велико. Характеристики максимальные: показатель преломления, плотность, твердость и т.д. Если же цирконий содержит радиоактивные элементы, он метамиктный. Параметры начинают снижаться. Такой циркон называют «низким».

В отличие от минералов циркон может восстановить свою структуру при повышении температуры при контактном метаморфизме.

Циркон разнообразен по формам выделения. Обычно образует хорошо ограненные кристаллы – обычно одиночные кристаллы. Они бывают дипирамидальные и призматические. Иногда встречаются радиально-чистые агрегаты.

Бывает также нередко-зональные. Зональность может быть первичная, ростовая (т.е. меняется количество примесей) или вторичная. Более ранний циркон по автобитоксическому механизму вырастает в более поздний циркон, и на ядра более раннего циркона нарастает более поздний циркон. С таким цирконом сталкиваемся в метаморфических породах или в породах, которые претерпели плавление. Наличие кристаллов с такой зональностью нужно учитывать. По возрасту ядро и автобитоксическая койма могут отличаться принципиальным образом.

На циркон можно смотреть с разных точек зрения. С геологической и геохимической точки зрения, это один из распространенных акцессорных минералов. Встречается в горных породах в небольшом количестве, около 1 % и менее. Также является одним из распространенных минералов циркония, является важнейшим концентратом этого элемента в земной коре.

Образуется циркон в самых разнообразных процессах. Характерен для магматических пород, образуется в широком диапазоне температур и давлений. При разных давлениях создаются глубинные магматиды и эффузивные образования. Может образовываться в метаморфических образованиях.

Существуют препятствия образования циркона. Во-первых, это химия среды. Важный параметр, который влияет на то, будет ли образовываться циркон или нет – коэффициент агпаитности и содержание в породе кремнезема. Коэффициент агпаитности – это отношение суммы щелочных элементов натрия и калия к алюминию. Если он больше, чем 1,1, то циркон не будет образовываться, а будут создаваться

разнообразные цирконосиликаты. Если кремнезема мало в системе, а циркон – силикат циркония, то минерал образовываться не будет, при этом возможно создание оксидов циркония. Один из известных минералов – бадделеит (ZrO_2).

Если порода нормальной щелочности и с обычным содержанием кремнезема, то циркон будет образовываться. Во-вторых, щелочность системы влияет на количество циркона. С увеличением щелочности количество циркона растет.

Циркон образуется в пегматитах, как в гранитных, так и в щелочных, в сиенитах, а также в метасоматических образованиях (карбонатиты, фениты, альбититы).

С цирконом часто встречаются в россыпях, в корах выветривания. Минерал достаточно твердый, обладает повышенной плотностью.

Если говорить о промышленно-значимых месторождениях, то это морские и прибрежноморские россыпи. Россыпи могут быть комплексными или с большими элементными запасами. Помимо циркона могут присутствовать монацит, ксенотит, рутил, ильменит и другие. Извлекается циркон из таких россыпей. Большое промышленное значение он имеет в Австралии, ЮАР, США и Бразилии.

В геологии циркон известен как минерал, по которому можно проводить датирование. То есть определять абсолютный возраст кристаллов циркона, а также и возраст пород. Это основано на том, что в состав минерала входят примеси радиоактивных урана и тория. Чаще всего используется U-Pb метод. Уран распадается с образование свинца. Зная концентрацию радиоактивного материнского изотопа и концентрацию радиогенного дочернего, с известными периодами полураспада, можно узнать возраст у кристалла. Обычно по циркону датируют породы достаточно древние, так как большой период полураспада у урана и тория. В западной Австралии был установлен их возраст 4,4-4,5 млрд. лет, что сопоставимо с возрастом Земли.

Циркон является устойчивым минералом и сохраняется в россыпях, порах выветривания. Когда россыпи захораниваются, то подвергаются преобразованиям, начинают метаморфизоваться. Минералы образуются, перекристаллизуются. Циркон очень устойчивый – даже если произойдет плавление, то минералы расплавятся, а циркон останется. Образуются магматические породы, которые будут нарастать на поздний циркон.

Помимо U-Pb метода в геохимии существуют еще методы для определения возраста:

1) α -распад

Изотоп испускает альфа частицу.

К нему относят уран-свинцовый метод ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$), ($^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$), торий-свинцовый метод ($^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$). Используются непосредственно для определения минералов, содержащих уран и торий, а также редкие земли. Например, циркон, бадделейт, монацит, титанит, ортит, пироклор и другие. Существует самарий-неодимовый метод ($^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$), используемый для определения возраста входящих в состав породообразующих и акцессорных силикатов, фосфатов, а также определение магматических и метаморфических пород. Такие минералы не образуют фаз, они рассеиваются в породообразующих минералах. На данный момент также известен платиново-гелевый метод ($^{190}\text{Pt}/^4\text{He}$). Что дает возможность датировать минералы, содержащие платину в своем составе, то есть собственные минералы, где Pt в незначительном количестве.

2) β -распад

Изотоп испускает электрон.

К таким системам относят рубидий-стронцевый метод ($^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$). Рубидий входит в состав калиевых минералов, замещая его в кристаллической решетке. То есть метод позволяет датировать K-содержащие минералы: слюды, глинистые минералы, калиевые полевые шпаты (КПШ) и другие. Существует рений-осмиевый метод ($^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$). Используют для датировки сульфидов: халькопирит и молибденит.

3) K-захват

Ядро захватывает электрон с орбитали, ближайшей к ядру атома, K-оболочки.

Так происходит выполнение калий-аргонового метода ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$). Аргон летуч, поэтому редко используется на практике – могут быть проблемы с его определением. Позволяет датировать K-содержащие минералы: слюды, глинистые минералы, калиевые полевые шпаты (КПШ), амфиболы и другие.

4) По изотопным соотношениям – Pb-Pb метод

Основан на сопоставлении изотопов свинца – стабильных и радиоактивных. Предполагается, что в момент образования планеты изотопный состав свинца был однородный. Когда планета сформировалась, состав начал меняться. Начал накапливаться радиоактивный свинец. Чем моложе объект, тем прошло времени больше, а значит накопилось больше радиоактивного свинца. Получая это соотношение, можно датировать минералы и породы.

5) ЭПР-метод

В основе лежит электроно-парамагнитный резонансный спектрометр (ЭПР).

Используется для тех минералов, у которых есть ЭРП-центры. То есть представляют электрон-дырочные дефекты в структуре.

Предполагаем, что радиационное воздействие на минерал приводит к накоплению электрон-дырочных центров, которые являются ЭРП-центрами. Определяя концентрацию ЭРП-центров, прикидывая какую дозу получил минерал, можно приблизительно определить его возраст.

Широко используется трековое датирование. Определяется не абсолютный возраст минерала, а время остывания. Возраст вывода горных пород происходит в поверхностном слое.

Суть метода: в цирконе присутствуют радиоактивные элементы, которые распадаются. Осколки деления разлетаются по структуре и создают дефекты (треки). Можно наблюдать треки от пролета осколков деления радиоактивных ядер. Чем древнее циркон, тем больше будет треков. Зная концентрацию радиоактивного ядра и оценив количество треков на единицу площади, можно предположить сколько лет кристалл находился в земной коре при низкой температуре.

Циркон является важным источником циркония. Используется в ядерных реакторах как поглотитель нейтронов, огнеупорах, твердых сплавах. Также можно извлекать гафний, торий, редкие земли и другие элементы.

Ранее использовался как драгоценный камень.

Лекция 2. Островные силикаты

Группа фенакита $Be_2[SiO_4]$

В группу входят такие минералы, как фенакит $Be_2[SiO_4]$, виллемит $Zn_2[SiO_4]$ и эвкрипитит $LiAl[SiO_4]$.

Для минералов характерна необычная структура:

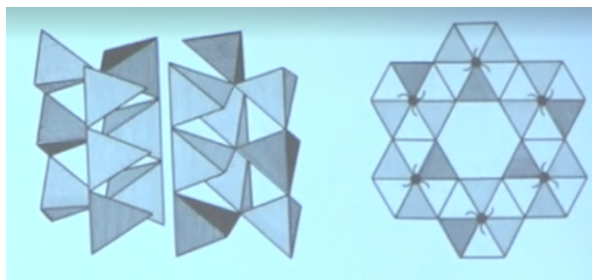


Рис. 2.1. Структура минералов

В структуре все минералы тригональные и состоят из колонок. Они образованы тремя цепочками, и в них колонки соединяются через атомы кислорода. Один такой мостиковый атом соединяет три тетраэдра. Если бы тетраэдры были заселены кремнием, то такие сочленения были бы невозможны. Цепочки образованы кремний-кислородными тетраэдрами или тетраэдрами с бериллием или цинком. Цепочки в итоге получаются чередующимися: 2 тетраэдра с бериллием, 1 с кремнием. Именно благодаря такому порядку возможно тройное сочленение. Колонки соединяются друг с другом и образуется каркас.

Формально, структура таких минералов островная. Тетраэдры с кремнием друг от друга изолированы.

Фенакит бесцветный. Его рассматривают как ювелирный камень. Иногда его считают природной иммитацией алмаза. Но минерал такого состава и структуры не имеет высокого значения показателя преломления. Визуально фенакит не похож на алмаз. Но все же он считается редким и драгоценным.

Виллемит известен своей яркой люминесценцией. Она вызвана примесью марганца. Mn^{2+} входит в тетраэдрическую позицию и вызывает яркую люминесценцию. Карбонат (кальцит), в котором «сидит» виллемит тоже люминесцирует. Это происходит за счет того, что Mn^{2+} входит в октаэдрическую позицию, и люминесценция наблюдается малиново-розового цвета. Таким образом, марганец в любом случае вызывает яркую люминесценцию в минерале, цвет зависит от позиции.

Это не самые распространенные минералы. С фенакитом можно встретиться работая на гранитных пегматитах, в грейзенах. Минерал образуется в обстановках дефицита алюминия, во-первых. При достаточно большом количестве Al в системе будет образовываться берилл. Во-вторых, образуется в дефиците кремнезема. Если кремнезем будет отсутствовать, но будет алюминий, то будет создан изоберилл. Если нет обоих компонентов, то чистый *BeO* или бромеллит. Поэтому химия среды играет важную роль в образовании минералов.

Виллемит встречается в скарнах, зонах окисления за счет преобразования других минералов. Тоже не самый распространенный.

Надгруппа граната

Минералы широко распространены и некоторые представители являются пороодообразующими. В основном их используют как ювелирные камни.

На данный момент выделяют большую надгруппу минералов граната. В нее входят разные представители, которые имеют различный состав, классов минералов. В основном это силикаты. Но также есть сложные оксиды, ванадаты, арсенаты и другие. Объединение в одну надгруппу происходит по общей кристаллической структуре: пространственная группа *Ia3d*. Все минералы надгруппы имеют структуру граната.

На данный момент надгруппа насчитывает 34 минеральных вида. Большинство гранатов кубические, но некоторые имеют симметрию ниже, то есть тетрагональные.

Существует классификация минералов надгруппы. Нужно обращать внимание на заряд катионов в тетраэдрической позиции. В гранатах есть позиции с КЧ = 8 (октаэдрические) и 4 (тетраэдрические). В классических гранатах это кремний-кислородные тетраэдры. Если рассматривать заселение тетраэдрической позиции, то можно наблюдать, что в разных минералах надгруппы граната заряд позиции будет отличаться. В зависимости от заряда позиции и в зависимости от симметрии выделяют пять групп минералов:

1) Генритермьерита $Ca_3Mn_2[(SiO_4)_2(OH)_4]$

Тетрагональная сингония, заряд $T = 8+$, класс силикатов.

В тетраэдрической позиции не только кремний, но и гидроксильные группы. То есть 2 тетраэдра заняты Si и еще 1 не содержит центральную часть катиона. Все вершины представлены гидроксильными группами. Кремний-кислородные тетраэдры преобладают, поэтому минерал относят к силикатам.

Достаточно редкий в природе минерал.

2) Битиклеит $Ca_3SbSn[AlO_4]_3$

Кубическая сингония, заряд $T = 9+$, класс оксидов.

В тетраэдрической позиции располагается алюминий. В восьмивершиннике кальций, в октаэдрах сурьма и олово, в тетраэдрах находится трехвалентный алюминий. Поэтому минерал относят к классу сложных оксидов.

Достаточно редкий в природе минерал.

3) Шорломит $Ca_3Ti_2[(FeO_4)_2(SiO_4)]$, кимцеит $Ca_3Zr_2[(AlO_4)_2(SiO_4)]$

Кубическая сингония, заряд $T = 10+$, класс силикатов.

Некоторые минералы относительно распространены и известны. Например, шорломит и кимцеит. Их относят к силикатам, но можно рассматривать и как промежуточные минералы между силикатами и оксидами.

В тетраэдрических позициях располагается и кремний, и трехвалентные катионы железа или алюминия. Минералы характеризуются тем, что в октаэдрической позиции присутствуют четырехвалентные элементы: в шорломите – титан $4+$, в кимцеите – цирконий $4+$.

4) Берцелиит $NaCa_2Mg_2[AsO_4]_3$, шаферит $NaCa_2Mg_2[VO_4]_3$

Кубическая сингония, заряд $T = 15+$, класс ванадатов/арсенатов.

Суммарный заряд тетраэдров $15+$. То есть в них входят пятивалентные элементы.

Достаточно редкие в природе минералы.

5) Гранат

Кубическая сингония, заряд $T = 12+$, класс силикатов.

Есть три минерала, которые относят к надгруппе гранатов, но которые не входят ни в одну из пяти групп:

1) Катоит $Ca_3Al_2[(SiO_4)_{0-1.5}(OH)_{6-12}]$

Кубическая сингония, заряд $T = 0$ (вакансия), класс гидрооксидов.

Минерал – гидрооксид со структурой граната. При этом количество кремнезема невелико. Над тетраэдрами, созданными кремнеземом, доминированы тетраэдры, образованные гидроксильными группами. Количество гидроксильных групп

варьируется от 6 до 12. Если будут доминировать тетраэдры с кремнеземом и гидроксильных групп меньше, чем 6 на формулу, то это будет не катокит, а гидроксилсодержащий гроссуляр (гибшит).

2) Криолитионит $Na_3Al_2[LiF_4]_3$

Кубическая сингония, заряд $T = 3$, класс галогенидов.

Стехиометрия граната, но относят к классу фторидов.

Достаточно редкие в природе минералы.

3) Яфсоанит $Ca_3Te_2[ZnO_4]_3$

Кубическая сингония, заряд $T = 6$, класс оксидов.

Относят к надгруппе гранатов, но в кристаллической решетке есть теллур в тетраэдрической позиции.

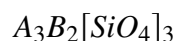
Самая распространенная группа – группа граната. Насчитывает 14 минеральных видов. Большая часть – минералы экзотичные. Наиболее распространены 6 минералов:

- Пироп
- Альмандин
- Спессартин
- Андрадит
- Гроссуляр
- Уваровит

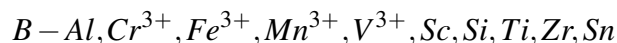
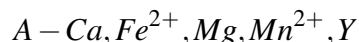
Они также являются породообразующими. В природе с ними сталкиваются ученые очень часто.

Существуют два ряда минералов: уграндиты и пиральспиты. Названия получены от основных минералов, которые туда входят. В ряд пиральспита попадают гранаты, в которые входят минералы с октаэдрической позицией заселенной алюминием. А в уграндиты – в восьмивершиннике заселены кальцием.

Существует общая формула гранатов:



Это классические силикаты. А – это восьмивершинник, а В – октаэдр.



Важный факт: непостоянный состав минералов. Формулы, которые будут приведены ниже, теоретические. Реальные составы достаточно сложные. Если работы проводятся с пиральспитами, то в составе граната есть и пироп, и альмандин, и в небольшом количестве спессартин, и другие гранаты. Работы проводятся не с твердым минералом, а с твердым раствором.

Рассмотрим структуру граната.

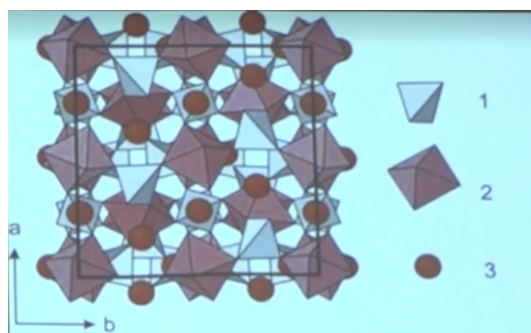


Рис. 2.2. Структура граната

Структура имеет каркасный мотив. Каркас образован октаэдрами и тетраэдрами, которые создают цепочки. Он плотный и прочный. В каркасе присутствуют восьмивершинники. В тетраэдрах располагается кремний, в октаэдрах – трехвалентный элемент (А), в восьмивершинниках – элементы из категории В. Формально, мотив островной, так как кремний-кислородные тетраэдры друг от друга изолированы.

За счет того, что структура компактная и прочная, минералы группы гранатов обладают высокой твердостью, повышенной плотностью и отсутствует спайность.

Формы выделения минералов – хорошо образованные кристаллы. Самые распространенные формы: ромбододекаэдр и тетрагонтриоктаэдр. Такие грани, как куб, октаэдр, для гранатов не характерны. Обычно гранаты – крупные кристаллы. Хорошо ограняются, даже когда растут в твердой среде, то есть большая сила кристаллизации.

В некоторых случаях встречаются кристаллы, которые растут по скелетному и антискелетному механизму.

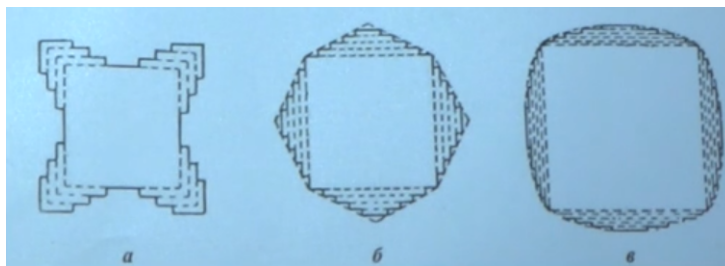


Рис. 2.3. Кристаллы различного ростового механизма

Различие состоит в том, что рост ребер тормозят, а грани в росте опережают. Поэтому образуются округлые кристаллы. В природе встречается именно скелетный механизм.

Рассмотрим главных представителей гранатов:

1) Пироп $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$

Название от греческого «огненный» из-за ярко-красной окраски.

Можно заметить, что в формуле нет элементов, которые вызывают яркую окраску. При приближении к теоретической формуле пироп имеет бледно-коричневую, сероватую окраску. Красный цвет появляется из-за примесей железа и хрома. При этом окраска может доходить до красно-черного в зависимости от количества примесных элементов.

Это минерал барофильный. То есть формируется при высоких давлениях. Встречается в метаморфических породах высоких температур и давлений (гранулиты и эклогиты) ультрамафитового и мафитового состава и в магматических породах при высоких температурах и давлениях (перидотиты, пироксениты, кимберлиты, включения в алмазы).

Состав информативен при определении и оценке алмазоносности кимберлитов. Пироп – спутник алмаза и в 1950-х годах «помог» открыть важнейшее месторождение алмазов в Якутии.

2) Альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$

Самый распространенный минерал из группы гранатов. Является породообразующим минералом, входит в состав многих пород как основной или второстепенный.

Железо, формально, двухвалентное. Но в природе может в состав входить также и трехвалентное. Окраска минерала связана именно с наличием этого элемента.

Кристаллы бывают многочисленные в породах. Образуются большие гнезда гранатов размером 20-30 см. В литературе можно найти описания гранатов до 1 м и массой 1,5-2 тонны. Естественно, альмандины дефектны. Используют как абразивный материал для шлифовки и полировки нетвердых объектов.

С альмандином можно встретиться в кислых породах, гранитных пегматитах в виде твердых растворов пород, метаморфических породах. В основном это породы метаморфизованные в обстановках амфиболитовой фации. По мере увеличения давления в гранатах будет увеличиваться содержание пиропового компонента. При переходе к гранулитовой фации состав граната будет меняться и произойдет переход к пиропам. Таким образом, альмандин образуется при меньших давлениях, чем пиропы.

Минерал достаточно твердый, износостойкий. Накапливается в основном в россыпях.

3) Шпессартин $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$

Название получил по плато Шпессарт (Бавария).

Это минерал марганца. Окраска связана с составом, то есть наличие двухвалентного Mn влияет на цвет минерала. Так как присутствуют альмандиновые компоненты, вклад вносит также двухвалентное железо. В итоге окраска варьируется от оранжевой до красно-черной.

Образует твердые растворы с альмандином, присутствуют пироповые компоненты.

Гранат встречается реже, чем пироп и альмандин.

Формируется в редкометальных гранитных пегматитах, в скарнах, в породах богатых марганцем (метаморфические, метасамотические породы). Образуется при изменении толщи обогащенной марганцем.

4) Гроссуляр $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$

Образует ряд твердых растворов от чистого гроссуляра до чистого андрадита.

Гроссуляр впервые был обнаружен на территории России Э. Лаксманом в 1790 году. Название было дано в 1808 году А.Г. Вернером по сходству кристаллов с ягодами крыжовника.

В природе гроссуляр не чистый, а присутствует в нем доля примесей. Если минерал близок к теоретической формуле, то кристаллы могут быть бесцветные или

белые. При добавлении примесей появляются окраски. Если присутствует железо, то цвет меняется на желтую, коричневую, красно-коричневую (Fe-гессонит). Если в кристаллической решетке минерала происходит замещение алюминия на ванадий, то окраска становится зеленой, травянисто-зеленой, насыщенно-зеленой с синим отливом (V-цаворит). Возможен розовый цвет, если присутствует примесь марганца.

В составе гроссуляра находятся гидроксильные группы. Такой гранат характеризуют как гидрогроссуляр.

Это типичный минерал для известковых скарнов. В чистом виде не образуется, только в виде твердых растворов гроссуляр-андрадитового ряда. Можно обнаружить также в родингитах.

5) Андрадит $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$

Назван в честь португальского минералога Ж.Д. Андраде.

Окраска минерала связана с наличием трехвалентного железа. Типичный цвет андрадита темно-коричневого, реже красно-черный, в зависимости от наличия примесей. Также вариация окраски зависит от присутствия двухвалентного железа и трехвалентного хрома. Если в составе, согласно теоретической формуле, будет только трехвалентное железо, то цвет андрадита будет золотисто-зеленым. Зеленую окраску будет усиливать примесь хрома (демантоид). Существует также топазолит – прозрачные, желтовато-коричневые кристаллы андрадита.

Распространенный минерал в природе. Характерен для известковых скарнов. С демантоидом и топазолитом можно встретиться в измененных ультраосновных и основных породах.

Демантоид характеризуется ярким блеском, близким к блеску алмаза. Это является отличительной чертой кристаллов от других гранатов. Характерен большой показатель преломления. Также определено, что кристалл имеет высокое значение дисперсии, больше, чем у алмаза.

6) Уваровит $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$

Назван в честь графа С.С. Уварова.

Связан с изменением ультраосновных пород с хромититовыми рудами. Вблизи агрегатов хромшпинелидов развивается уваровит.

Чистый гранат встречается редко. Зеленые кристаллы мелкие и находятся на подложке. Природный состав отличается от теоретического. Обычно присутствует значительная частьgrossуляровой компоненты. Если же grossуляр будет преобладать, то минерал перестает быть уваровитом, а становится хромсодержащим grossуляром.

Минералы распространенные. Большинство не имеет промышленного использования. Редко используют альмандин в качестве абразивного материала. На данный момент гранаты используются как драгоценные камни.

Группа оливина

Оливин имеет структуру аналогичную хризобериллу, то есть близкую к плотнейшей гексагональной упаковке (ПГУ). Образована плотнейшей упаковкой атомов кислорода (O^{2-}). В них заселяются тетраэдрические и октаэдрические позиции.

Октаэдры выделяют двух типов:

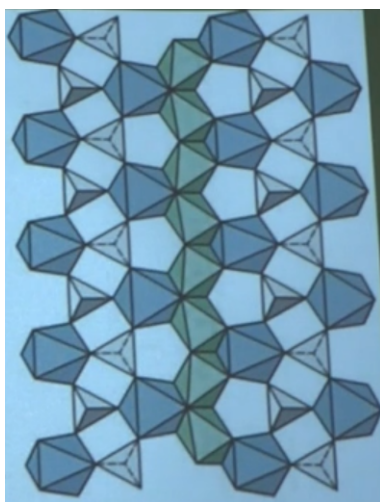


Рис. 2.4. Типы октаэдров

Это центральный октаэдр M_1 и октаэдр другого размера – M_2 . Первые представляют собой цепочку, а вторые присоединяются к ним зигзагообразно. В итоге образуется разветвленная цепочка. Они друг с другом соединяются через тетраэдры, которые изолированы. Поэтому такую структуру можно назвать островной. Тетраэдры соединяют в одну единую структуру октаэдрические цепочки.

Позиции M_1 и M_2 не ковалентны. Если говорить о минералах, в которых в эти позиции входят магний и железо, то в таком случае упорядочивания позиций не происходит. Если работать с минералами группы оливина, в состав которых входят разные катионы, то эти элементы заселяют разные позиции.

К минералам группы оливина относят:

- Форстерит $Mg_2[SiO_4]$
- Фаялит $Fe_2[SiO_4]$
- Либенбергит $Ni_2[SiO_4]$
- Кнебелит $MnFe[SiO_4]$
- Тефроит $Mn_2[SiO_4]$
- Монтичеллит $CaMg[SiO_4]$

Самый распространенный минерал из этого ряда.

- Кирштейнит $CaFe[SiO_4]$
- Глаукохроит $CaMn[SiO_4]$
- Кальциооливин $Ca_2[SiO_4]$

Существует более высокотемпературная ($T > 520$ °C) моноклинная модификация – ларнит.

Известно, что между форстеритом и фаялитом в природе образуются твердые растворы. Таким образом для этой группы характерны образования именно твердых растворов, поэтому наблюдаются миналы (сложного состава твердые растворы).

Характеристика состава минералов проводится через миналы. Если работа проводится с форстеритом и фаялитом, то состав минерала можно обозначить через содержание минала следующим образом:

$$Fo_{90} = Fa_{10} = f = 0, 10 = Mg\# - 0, 90,$$

где Fo_{90} – форстерит, в котором 90% компонента, Fa_{10} – фаялит, в котором 10% компонента, f – «железистость», отношение железа на сумму магния и железа, $Mg\#$ – «магнезиальность», отношение магния на сумму магния и железа.

Минералы с названием оливин и гранат не существуют. Термины относятся к группам. Для каждого минерального вида существуют свои определения, которые приведены при характеристике каждой группы.

Рассмотрим морфологию группы оливина. Оливин ромбический. Для него характерны уплощенные кристаллы. Нередко в природе встречаются скелетные кристаллы, которые образуются при быстрой кристаллизации.

Самый распространенный ряд в природе – ряд форстерит – фаялит. Между ними существует ряд твердых растворов. Теоретически возможны все составы, но на практике реализуется только часть. В зависимости от состава меняются свойства минерала: цвет, показатель преломления, угол оптических осей, плотность и другие.

Абсолютно чистый форстерит бесцветный или белый. Он встречается не часто. Если в составе появляется железо, минерал приобретает определенный цвет. Железистость 5-10 % характерна для минерала с желто-зеленой окраской. Чем больше железа, тем цвет будет ярче. Таким образом, можно получить желтовато-коричневые или коричневые кристаллы.

Оливин широко распространен в земной коре и является породообразующим. С ними можно столкнуться в ультраосновных и основных породах, породах среднего и кислого состава, в малой степени в ортосиликатах. В ультраосновных и основных оливин – типичный минерал ликвидусный. Это минерал, который кристаллизуется из расплава первым или одним из первых. В зависимости от состава и диапазона температур кристаллизация может меняться.

Существует наиболее магнезиальный оливин:

$$Fo_{94} - T = 1420 \pm 20C$$

$$Fo_{93,5} - T = 1400 \pm 20C$$

$$Fo_{92,5} - T = 1350 \pm 20C$$

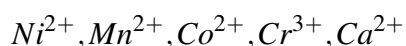
$$Fo_{91,5} - T = 1210 - 1270C$$

$$Fo_{90} - T \sim 1200C$$

С магматическим оливином с магнезиальностью более 94% в природе ученые не сталкиваются. С понижением температуры понижается магнезиальность минерала. Также она снижается при переходе от ультраосновных пород к кислым. В кислых породах магнезиальность стремится к нулю, поэтому можно обнаружить чистый фаялит.

Если проводить работы с магматическим оливином, то в состав минерала входят примеси, которые могут нести важную информацию. Такие факторы рассматривают как типоморфные признаки.

Для магматического оливина характерны следующие примеси:



Наиболее ранний оливин – наиболее магнезиальный. То есть содержится в основном магний с примесями никеля, хрома, кобальта и кальция. По мере эволюции магматической системы, если происходит кристаллизация оливина, то минералы начинают обогащаться железом. При этом снижается магнезиальность. Для более поздней кристаллизации характерна значительная примесь марганца. В мощном массиве, в поздней генерации оливина большую часть занимает цинк.

Часто в оливине можно наблюдать структуру распада твердого раствора. Магматический оливин прозрачным не бывает. Часто минерал мутный, имеет сероватые окраски из-за наличия примесей. Это также характеризуется микровключениями в кристаллах. Нередко это продукты распада твердого раствора. Железо, хром, кальций, которые были в составе оливина, выходят из кристаллической решетки и образуют микроростки в кристаллах.

Если такой оливин будет испытывать перекристаллизацию, то структуры распада будут выходить из минерала, укрупняться и создавать тончайшие ламели хромшпинели.

Лекция 3. Ортосиликаты

Группа оливина (продолжение)

Рассмотрим вопрос о происхождении ряда форстерит – фаялит. Это минералы, формирующиеся в разнообразных процессах породообразования. В первую очередь это магматические минералы.

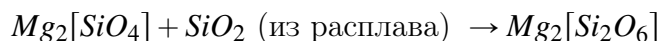
Помимо того, с оливинами можно столкнуться в метеоритах, а также в различных магматических породах. В зависимости от состава пород, от температуры кристаллизации оливина изменяется принадлежность к определенному минеральному виду. Форстерит образуется в ультраосновных и основных породах, а фаялит в акцессорных и кислых. Для вторых характерна высокая железистость, приближающейся почти к 100%.

Также оливины встречаются в метасоматитах. Это карбонатиты и магнезиальные скарны. Такие минералы интересны с точки зрения химического состава. Образуются чистые без железа породы, то есть магнезиальность стремится к 100%. Также отсутствуют различные катионы, присутствует только магний, все остальные в примесной концентрации. Такой минерал белый или бесцветный, а значит сложно визуальное диагностировать.

Оливины характерны для региональных и контактовых метаморфических пород. Если проводятся работы с мрамором, то может присутствовать форстерит с высокой магнезиальностью. Встречаются часто тефроит и фаялит при метаморфизме железистых или марганцевых толщ.

Одним из нередких минералов в природе является монтчеллит. В некоторых породах является главным породообразующим. Среда должна быть с повышенной щелочностью. Встречается в кимберлитах, карбонатитах и магнезиальных скарнах.

Как известно, оливин может изменяться в зависимости от условий среды. Минералы ряда форстерит – фаялит не являются устойчивыми. Если рассматривать магматический этап образования кристаллов, то форстерит замещается на энстатит. Также возможна реализация следующей реакции:



Если рассматривать гетеротермальный этап и если оливин взаимодействует с растворами, то достаточно легко замещается вторичными фазами. Как правило, речь идет о серпентинизации, отальковывании. Важным является именно развитие серпентина. Иногда, но не часто, замещение происходит на 100%. Это связано с тем, что

объем вторичных минералов существенно превышает объем замещающегося оливина. Если оливин серпентизируется, то увеличиваются новообразование агрегатов в объеме, микротрещин, поровых пространств, по которым поступают водные растворы. Пространство схлопывается и замещение оливина прекращается. Если нет возможности увеличения пород в объеме, то серпентизация идет не на 100%. Если серпентизируемое тело находится вдоль разлома, расширяется или при поверхностном слое, то есть есть возможность, куда телу увеличиваться в объеме. И такой процесс возможен на 100%.

По вторичным минералам могут развиваться следующие фазы. Например, глинистые минералы, группы смектитов. Такие минералы интересны с точки зрения промышленности.

Форстерит можно рассматривать как сырье для производства огнеупоров. Тефроит – потенциальный источник марганца, но экономически дорого. Если ультраосновные породы изменяются, то образуются строительные и декоративные материалы: тальк-хлоридовые породы, асбест, облицовочный серпентинит. Если по таким породам развиваются коры выветривания, то минералы представляют интерес как источники никеля, кобальта, гипергенного марганца.

Важно отметить, что оливин рассматривается как драгоценный камень. Ряд форстерит – фаялит становится интересен для ученых. Вспомнив влияние железистости на окраску, можно предугадать, что некоторые минералы группы оливина с определенным составом будут интересны. Например, хризолит как драгоценный камень. Существует диапазон железистости 85-96%, в котором о кристаллах можно сказать, что он драгоценный.

Отметим, что оливин является важнейшим минералом верхней мантии. Но теоретическая структура устойчива до определенных глубин. При достижении определенного давления структура становится неустойчивой и минерал сначала переходит в вадслеит, а потом в рингвудит (структура шпинели).

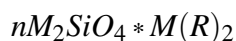
Вадслеит и рингвудит в своем составе могут содержать гидроксильные фазы. То есть образуют потенциальные аккумуляторы воды в мантии.

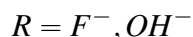
Ортосиликаты с дополнительными анионами

Группа гумита

Минералы являются в некоторых условиях породообразующими.

Состав минералов данной группы может быть представлен в виде:





n – целое число от 1 до 4

Все распространенные минералы гумита – минералы магния. Остальные катионы в основном вторичные. Для анионов самый важный фтор.

Существует пять самых распространенных минералов:

- Норбергит $Mg_3[SiO_4]F_2$
- Хондродит $Mg_5[SiO_4]_2F_2$
- Гумит $Mg_7[SiO_4]_3F_2$
- Клиногумит $Mg_9[SiO_4]_4F_2$
- Гидроксилклиногумит $Mg_9[SiO_4]_4(OH)_2$

Минералы группы гумита не только составом сходны с оливинами. Структура тоже аналогична. В группе гумитов также прослеживаются разнообразные зигзагообразные цепочки, но более сложные, чем у оливинов. Цепочки соединяются друг с другом через отдельные тетраэдры.

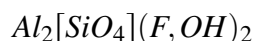
Существует структурная близость между минералами оливина и гумита. Минералы ярко-окрашенные: желтые, оранжевые, реже красно-оранжевые.

Гумиты встречаются в карбонатитах, магнезиальных скарнах. Также характерны для метаморфических пород. Поэтому в некоторых случаях они нередкие и выступают как вторичные или основные породообразующие минералы.

Топаз

Минерал очень распространенный. Является драгоценным камнем.

Существует теоретическая простая формула:



Нужно помнить, что это ортосиликат с дополнительными анионами. В природе топаз близок к теоретической формуле. Фтор достаточно активно замещается гидроксидом, но галоген обычно доминирует. Также алюминий в октаэдрической позиции может замещаться на другие элементы, например, хром или железо.

Структура топаза:



Рис. 3.1. Структура топаза

Можно увидеть в структуре четырехслойную плотнейшую упаковку. В кристаллографических терминах – АВАС. Это связано с тем, что в образовании плотнейшей упаковки участвуют не кислород O^{2-} , фтор F^- или гидроксил OH^- , а за счет наличия элементов с меньшей валентностью. Образуются направления с наименее прочными связями. Поэтому в минерале появляется совершенная спайность только в одном направлении.

Со структурой связан и облик кристалла. Минерал имеет явный, гамма-выраженный, цепочечный характер. Пары октаэдров $AlO_2(F, OH)_2$, связанные ребрами, соединяясь с SiO_4 -тетраэдрами, образуют зигзагообразные цепочки вдоль одной из осей. Это объясняет особенность кристаллов топаза – удлинение.

В природе нередко кристаллы топаза могут быть очень крупные. Максимальный вес достигал 120 кг. Кристаллы сложно огранены. Выделяют более 140 простых форм топазов.

Если рассмотреть грань пинакоид (001), то она не всегда проявляет себя на гранях топаза. При работе с топазом пегматитовым эта грань может доминировать среди других. При исследовании топазов из грейзенов или гидротермалитов кристаллы будут иными. Они образуются шестоватыми, удлиненными. На таких кристаллах грань пинакоида практически не развита.

С топазом можно столкнуться в виде агрегатов: шестоватых и радиально-лучистых. В природе встречаются редко, но есть.

Топаз интересен различными окрасками:

1) Связанная с электрон-дырочными центрами

Типичная окраска – дымчатая. Характеризуется дырочными центрами типа O^- .

То есть это кислород, который в структуре «потерял» один электрон за счет внешнего воздействия.

Встречаются желтоватые и красноватые цвета. Характеризуется F-центрами (электронными). Представляют собой вакансию дополнительного центра фтора или гидроксила. То есть аниона, который захватил электрон.

Существует голубая окраска. Связана с электронными вакансиями. Отличие от предыдущих в том, что они сдвоены. Такие вакансии тоже захватывают один или два электрона.

Такие окраски считают неустойчивыми. В некоторых случаях топаз может выцветать на прямом дневном свете. Под действием внешнего воздействия электрон-дырочные пары взаимодействуют и окраска может исчезнуть. Также при увеличении температуры можно изменить цвет кристалла.

2) Связанная с наличием примеси Cr^{3+}

Такая окраска является устойчивой. Содержание хрома в минерале невелико. Кристаллы приобретают розовую или розово-фиолетовую окраску.

3) Комбинированная окраска

В данном случае есть и электрон-дырочные центры и примеси.

Красно-оранжевая окраска – Cr^{3+} и F-центр.

Желтая – Cr^{3+} и дырочный центр типа $O^{\cdot -}$.

Топаз – минерал не редкий. Связан с гранитами, кислыми породами, постмагматическими процессами, которые тоже влияют на граниты. Если рассмотреть процесс минералообразования:

- Редкометалльные (литий-фтористые) граниты и их эффузивные аналоги (онгониты);
- Риолиты (редко);
- Гранитные пегматиты;

Является основным источником топаза. Образуются крупные кристаллы топаза. В первую очередь камерные, то есть небольшое давление и наличие полостей, где происходит рост кристаллов.

- Грейзены;

Средние и высокотемпературные породы. Образование связано воздействием на породы кислых флюидов, которые содержат большое количество фтора. Создаются специфичные минеральные ассоциации. Размер топазов существенно меньше, чем в гранитных пегматитах.

- Вторичные кварциты;

- Гидротермальные образования (редко).

Может накапливаться в россыпях. Плохо сохраняется, т.к. кристаллы быстро разрушаются из-за спайности.

Используют топаз как драгоценный камень. В настоящий момент добывают кристаллы активно. Природный топаз имеет бледные или бесцветные окраски. Его «облагораживают», то есть проводят опыление тонким слоем металла. Также проводят облучение нейтронами или электронами (создание дефектов) или отжиг. В результате можно получить насыщенные цвета.

Титанит (сфен)

Распространенный минерал, представитель ортосиликатов с дополнительным анионом.

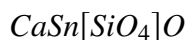
Существует теоретическая простая формула:



В этой структуре, как и в структуре топаза цепочечной, почти ленточный мотив.

Наблюдаются колонки, которые образованы семивершинниками с кальцием, объединяющиеся друг с другом кремний-кислородными тетраэдрами и октаэдрами, заселенными титаном. Вытянуты в одном направлении и происходит формирование «слоя».

Титанит – минерал титана. Также у него существует оловянный аналог, малаяит:



На некоторых объектах малаяит считается рудным, который концентрирует часть олова на этих месторождениях. Но является не главным рудным минералом, чаще второстепенный.

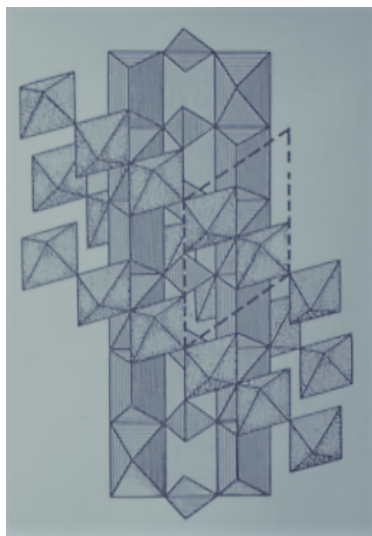
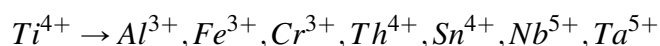
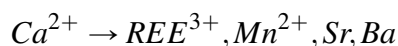


Рис. 3.2. Мотив структуры топаза

Олово, как известно, входит в разные фазы. Во-первых, это минерал касситерит. Олово также присутствует в гранатах, где содержание доходит до первых массовых процентов. Третьим важным считается малаяит.

Состав титанита в природе сложен и отличается от теоретической формулы. Могут присутствовать различные примеси:



Возможно замещение титана на трехвалентный и пентавалентный элементы. При этом сохраняется структура и баланс зарядов будет сохраняться. Наблюдается такой факт, что в титанит входят только трехзарядные элементы, тогда происходит одновременная замена (изоморфизм) не только титана, но и кислорода.

Нередко минерал образует уплощенные, конвертообразные кристаллы. Иногда наблюдается, что сфен образует двойники. Такие минералы более крупные, чем не сдвоикованные. Титанит в природе находят в виде столбчатых и игольчатых кристаллов.

Окраска сфена разнообразная. Если минерал не содержит примесей, то он не окрашен, то есть прозрачный или белый. Но обычно титанит содержит примеси, которые придают цветную окраску минералу. От желтой до коричневой – наличие железа или титана. Иногда минерал имеет изумрудно-зеленый цвет, что связано с наличием трехвалентного хрома.

Это типичный акцессорный минерал. Выступает в качестве второстепенного породообразующего минерала в породах повышенной щелочности. Иногда рассматривают как сырье на титан, или как ювелирный камень.

Если кристаллы цветные и прозрачные, то широко используют их в качестве драгоценных камней. Это связано с тем, что титанит имеет высокий показатель преломления, проявляет алмазный блеск, высокую дисперсию. В ограненном виде смотрится эффектно. Существует и минус: невысокая твердость, а значит камень не будет износостойким.

Полиморфные модификации $Al_2[SiO_4]O$

К полиморфным модификациям относят кианит, силлиманит и андалузит.

Название «кианит» минерал получил за счет темно-синей природной окраски. Имеет синоним «дистен». Так как минерал проявляет сильную анизотропию твердости. Твердость кианита даже можно определить по шкале Мооса. Средние значения варьируются от 4,5 до 6,5.

Окраска связана с наличием примесей. Синий цвет минералу придает пара железо – титан, а именно перенос заряда с одного металла на другой. Иногда встречается зеленый кианит. Такой цвет придает наличие трехвалентного хрома в кристаллической решетке. Если кианит отвечает теоретической формуле, то он бесцветный.

В основе структуры кианита лежат цепочки октаэдров, которые соединены алюминием. Это цепочки рутилового типа, то есть октаэдры соединяются ребрами. К ней в шахматном порядке присоединяются еще октаэдры. Цепочки октаэдров соединяются друг с другом с помощью кремний-кислородных тетраэдров. В итоге формируются слои из соединенных цепочек. Такая структура имеет слоистый мотив. Структура: искаженная ПКУ O^{2-} со слоями, параллельными (110).



Рис. 3.3. Структура

Формально кианит имеет островной мотив. Кремний-кислородные тетраэдры друг

от друга изолированы. Но в структуре явно проявляется слоистый мотив. Что влияет на свойства минерала.

Координационное число равно 6. То есть весь алюминий располагается в октаэдрах.

Кианиты обладают совершенной спайностью в одном направлении.

Название «силлиманит» минерал получил в честь американского профессора Б. Силлимана.

Обычно светло-окрашенный: белый, чаще серый.

Считается самым твердым из этого ряда минералов. По шкале Мооса достигает твердость 7,5.

В основе структуры силлиманита лежат две рутилоподобные цепочки из октаэдров, соединяющихся друг с другом по ребру. Цепочки соединены между собой по средству тетраэдров, которые чередуются: кремний – алюминий, алюминий – кремний и т.д.

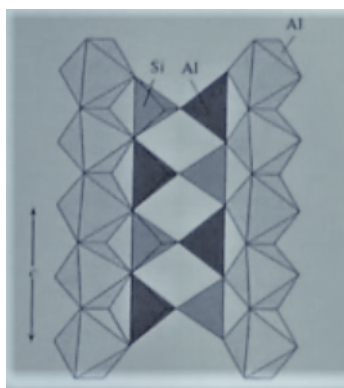


Рис. 3.4. Цепочки

В случае силлиманита один атом алюминия на формулу в октаэдре, а другой – в тетраэдре. Если тетраэдры отождествляем, а не разделяем, то структуру минерала можно определить как ленточную. Можно выделить силлиманитовую ленту, образованную тетраэдрами алюминия и кремния, соединяющихся между собой вершинами.

Также знаем, что тетраэдры кремния и алюминия несоразмерны. Тогда определяем минерал как островной. То есть присутствуют две позиции с алюминием: октаэдр и тетраэдр, которые соединяются тетраэдрами с кремнием.

Координационное число равно 4 и 6. То есть весь алюминий располагается в тетраэдрах и октаэдрах.

Силлиманит – минерал с двойственной структурой.

Для таких кристаллов характерны удлинённые виды, вплоть до игольчатых.

Название «андалузит» минерал получил по месту первой находки.

Проявляет грязно-коричневую, грязно-розовую окраску. Это связано с составом минерала. В природных кристаллах присутствуют и марганец (до 7% по массе), и железо (до 10% по массе). Примеси могут быть значительными и влиять на окраску.

Нередко андалузит имеет секториальное строение. Поэтому минерал используют как декоративный камень. Это связано с тем, что кристаллы захватывают механические примеси, то есть происходит включение других минералов. Такие включения находятся именно на границах секторов. В итоге образуются четкие крестики – хиастилиты.

В основе структуры андалузита лежат рутилоподобные цепочки с такой же ориентацией октаэдров с алюминием, как в самом рутиле. Цепочки соединяются через тетраэдры и пятивершинники с алюминием.

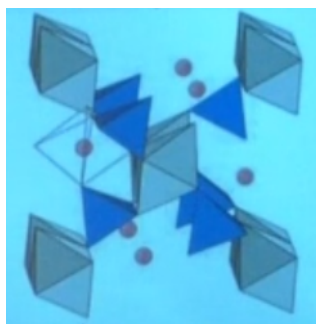


Рис. 3.5. Цепочки

В данном случае координационное число алюминия будет 5 и 6. То есть весь алюминий располагается в пятивершинниках и октаэдрах.

В природе минералы нередки. Являются типичными гипогенными минералами. С ними можно столкнуться в магматических образованиях и пегматитах. Минералы образуются при дефиците кремнезема и в избытке глинозема. В обычных гранитных пегматитах образовываться не будут.

Минералы характерны для метасоматических пород: грейзены и вторичные кварциты. Но должны быть много алюминия и мало кремнезема.

Важное: процесс регионального метаморфизма. Чаще всего встречаются в метаморфических образованиях с процессами.

Андалузит образуется при меньших температурах и давлениях. При высоких температурах устойчивый силлиманит. При высоких температурах и давлениях устойчив кианит.

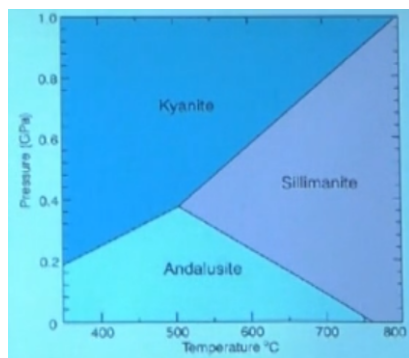


Рис. 3.6. Устойчивость минералов

Точка пересечения всех минералов этого ряда отвечает температуре в 500 С, а давлению 3,8 кбар.

Если сталкиваться с псевдоморфозами и параморфозами, то это важный признак изменения условий. В природе параморфизм кианита наблюдается по андалузиту. Метаморфизм в таком случае прогрессивный. То есть при изменении условий (температуры и давления) происходит превращение одного минерала в другой.

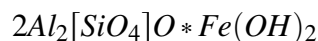
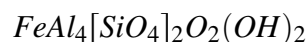
Все три минерала часто используются как сырье для изготовления жаропрочных и кислостойчивых материалов. Также потенциальное сырье на алюминий, но не реальные источники металла. В течение последних десятилетий используются как ювелирные камни.

Ставролит

Название «ставролит» минерал получил от греческого «ставрос» – крест.

Характерный минерал метаморфических пород. Образуется в обстановках средних степеней метаморфизма.

Состав может представляться в виде:



Таким образом, это ортосиликат с дополнительными анионами железа и алюминия.

В структуре минерала присутствуют слои кианитового типа. Чередуются слоями из тетраэдров и октаэдров. Благодаря близости ставролита и кианита нередко видны сростания этих минералов.

Самым важным считается то, что ставролиты могут образовывать двойники и тройники. Поэтому минерал диагностируют мгновенно. Бывают косы, прямые, более сложные срастания.

Способность образовывать двойники лежит в основе названия ставролита.

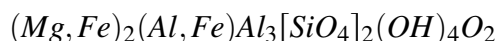
Хлоритоид

Название «хлоритоид» минерал получил из-за сходства с минералами группы хлоритов.

Характерный минерал метаморфических пород, пород, образующихся при региональном метаморфизме средних и начальных ступеней.

Визуально хлоритоид и хлориты похожи. Но структурно и по свойствам они отличаются.

Состав может представляться в виде:



Если рассмотреть структуру хлоритоида:

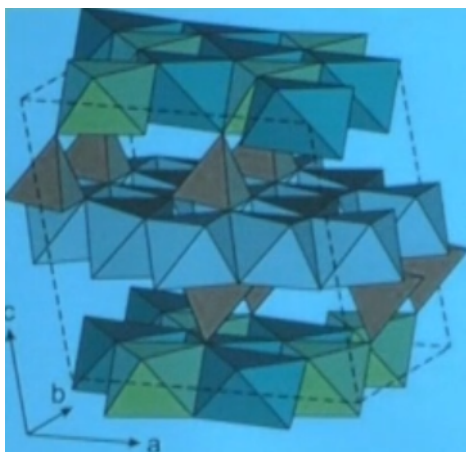


Рис. 3.7. Структура хлоритоида

Присутствуют октаэдрические слои, а в центральной части присутствует слой шпинелевого типа. Октаэдры могут быть разные: с трехвалентными $(Al, Fe)(OH)_4O_2$ и двухвалентными $(Mg, Fe)(OH)_4O_2$ элементами. В их вершинах располагаются и кислород и гидроксильные группы. Присутствуют октаэдры, в которых только кислород, где в центральной части только алюминий. Слои октаэдров соединяются тетраэдрами.

Мотив структуры слоистый, что складывается на морфологии выделения хлоритоида, на наличие спайности минерала.

В отличие от хлоритов, хлоритоиды имеют высокую твердость (6,5), что также отличает минерал от слоистых силикатов.

Практического значения хлоритоид не имеет.

Лекция 4. Орто- и диортосиликаты

Надгруппа эпидота

Существуют структурные особенности минералов данной надгруппы.

Общая формула минералов этой надгруппы:



В данной конфигурации присутствуют элементы позиции А и В. Далее наблюдается орто- и диортогруппы с дополнительными анионами.

Если посмотреть на кристаллическую структуру эпидота:

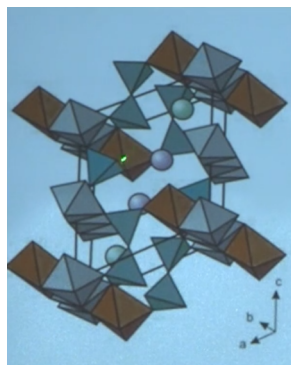


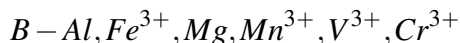
Рис. 4.1. Структура эпидота

На конфигурации сдвоенные тетраэдры – диортогруппы. Также присутствуют отдельные тетраэдры (ортогруппы). В конфигурации есть катионные позиции. Это различные типы октаэдров с расположением в них трехвалентных элементов. Отличие в них состоит в том, что один образован только кислородом, а второй – кислородом и гидроксильной группой. Октаэдры выстраиваются в рутилоподобную цепочку.

В случае эпидота присутствуют позиции, которые заселены кальцием. Первая позиция с координационным числом 7. Вторая имеет координационное число 8. У редкоземельных представителей группы эпидота, то координационное число позиций может быть увеличено до 9.

Рассмотрим состав минералов. В состав группы входит более 30 видов моноклинных и ромбических силикатов.



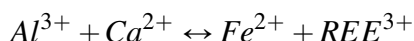


Позиция А – это элементы с координационным числом 7-9. Позиция В – октаэдрические позиции, а именно трехвалентные элементы.

В надгруппе присутствуют следующие минеральные виды:

- 1) Цоизит и клиноцоизит $Ca_2Al_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$
- 2) Эпидот $Ca_2(Fe, Al)Al_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$
- 3) Пьемонтит $Ca_2MnAl_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$
- 4) Алланит (ортит) $(Ca, Mn)REE(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$

Для этих минералов характерны различные схемы изоморфизма:



Первые две схемы – изовалентный изоморфизм. Другие – это гетеровалентная схема. В результате трехвалентный катион заменяется на двухвалентный. При этом сохраняется суммарный заряд.

Распространенными в природе минералами считают эпидот, цоизит и клиноцоизит. Это породообразующие минералы. Наиболее распространенный из всех – эпидот.

Формы выделения разнообразные: призматические кристаллы, игольчатые и радиально -лучистые, мелкокристаллические агрегаты, сложносоставные псевдоморфозы.

Эпидоту характерен зеленый, фисташково-зеленый оттенок кристаллов. Окраска определяется наличием железа в составе. В цоизит и клиноцоизит формально железа нет. Если его действительно нет, то минералы будут окрашены в светло-серый. Если же присутствует небольшая часть Fe, то окраска будет меняться. Если же появятся другие ионы хромофоры, то минералы могут приобретать яркие окраски.

Минералы образуются в метасоматитах или в метаморфических образованиях. При изменениях плагиоклазсодержащих пород формируются либо эпидот, либо цоизит и клиноцоизит.

Эпидот типичный минерал известковых скарнов. Образуются крупные кристаллы и агрегаты кристаллов. Диагностируются по цвету. Также встречается в метаморфических породах в условиях низкоградного метаморфизма.

Алланит – минерал, в составе которого присутствуют трехвалентные редкоземельные элементы. Их появление делает структуру более прочной, что сказывается на свойствах минералов. У кристаллов отсутствует спайность. Происходит изменение цвета из-за присутствия тория, урана и титана. Для минерала характерна темная окраска и жирный блеск. Из-за наличия радиоактивных элементов сами кристаллы становятся радиоактивными. Они могут быть метамиктными.

Выделяют следующие минералы:

- 1) Алланит-(Ce) $CaCeAl_2Fe[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$
- 2) Алланит-(La)
- 3) Алланит-(Nd)
- 4) Алланит-(Y)
- 5) Ферриалланит-(Ce)
- 6) Ферриалланит-(La)
- 7) Ванадоалланит-(La)

Минерал имеет иное происхождение. Характерен в качестве акцессоидов в гранитах. Можно с ним столкнуться в пегматитах и метасоматитах.

Цоизит – породообразующий минерал. Образуется в результате гетеротермального изменения пород, метаморфического преобразования пород.

Имеет яркие кристаллы. Часто используется как поделочный камень, а иногда как драгоценный камень.

Минерал имеет следующую формулу:



Обычно в теоретической формуле минерала железа нет вообще. Но в природе оно может присутствовать в небольшом количестве. Помимо железа в цоизите можно заметить примесь марганца, а в некоторых случаях ванадия. Такие примеси могут повлиять на окраску кристаллов. Железо придает желтоватую или зеленоватую окраску. Чем больше этого элемента, тем окраской минерал будет ближе к эпидоту.

Если железа нет, а в качестве примеси будет марганец, то появляются розовые или малиновые оттенки. Такие кристаллы получили название «тулит». Используется как подделочный камень.

Существует еще одна разновидность минералов цоизита – «танзанит». Кристаллы содержат небольшое количество ванадия. Элемент замещает алюминий в кристаллической решетке. Трехвалентный ванадий вызывает в минерале яркие окраски. Возможно также присутствие в качестве примеси хрома.

Драгоценный камень интересен своими окрасками: насыщенно-синий цвет. Танзанит обладает оптическими эффектами, например, плеохроизм. То есть в разных положениях окраска минерала может быть различная.

Группа везувиана

В состав группы входит 10 видов силикатов.

Минералы группы везувиана достаточно редки в природе. Самый распространенный – это везувиан:



Часто минерал содержит примеси следующих элементов: REE, B, Cr^{3+}, Ti, Be (в позиции Si).

Также встречается, но значительно реже, второй минерал:



Это вилуит. Он содержит в своем составе большое количество бора.

Везувиан – характерный минерал для метасоматитов (крупные месторождения) и метаморфических пород. Повышенное содержание кристаллов в известняковых скарнах, доломитах, основных и ультраосновных породах.

Диортосиликаты

Тортвейтит $Sc_2[Si_2O_7]$

Тортвейтит – классический диортосиликат скандия. Минерал имеет простой структурный состав и относительно простой структурой:

В минерале наблюдаются крупные октаэдры, в которых располагается трехвалентный скандий. Они не соразмерны с одиночными тетраэдрами, но соразмерны с диортогруппами.

Минерал в природе редок.

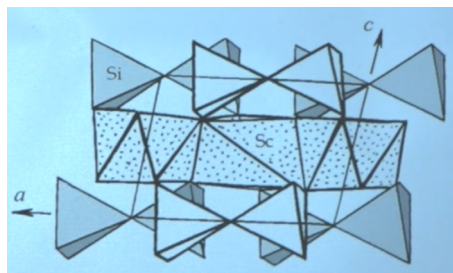


Рис. 4.2. Структура торвейтита

Гемиморфит $Zn_4[Si_2O_7]_2(OH)_2 \cdot H_2O$

Минерал встречается в природе чаще, чем торвейтит. Имеет промышленное применение.

Гемиморфит – диортосиликат цинка.

Сингония у минерала ромбическая:

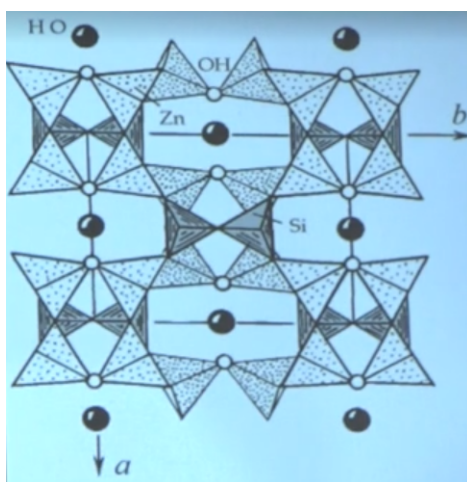
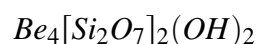


Рис. 4.3. Структура гемиморфита

В структуре цинк находится в тетраэдрах, связанных с диортогруппами $[Si_2O_7]$.

У него существует изоструктурный, берилловый аналог: бертрандит



Достаточно распространенный бериллиевый минерал. Является одной из поздних фаз образования минералов бериллия. Формируется в гетеротермальных обстановках, либо просто осаждается, либо замещает более ранние минералы.

Название минерала «гемиморфит» связано с тем, что он имеет полярную структуру и проявляет отчетливый гемиморфизм кристаллов.

У минерала нет центросимметрии. Поэтому в природных условиях кристаллы ограниваются с различными головками.

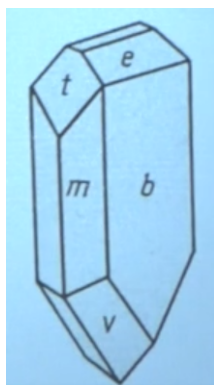


Рис. 4.4. Огранка минерала

Это типичный минерал зон окисления полиметаллических месторождений. Такие породы богаты первоначально цинком. В некоторых случаях образует скопления и может быть использован как нетрадиционный источник цинка.

В составе минерала присутствует два типа воды: гидроксильные группы и вода, располагающаяся в крупных полостях.

Как известно, вода характерна для всех силикатов. Она входит в разном виде и может также по-разному удерживаться.

Можно выделить следующие типы воды:

1) Конституционная вода

Прочнее всех удерживается в структуре минерала. Речь идет о гидроксильных группах, которые участвуют в формировании кристаллической структуры. Удаление гидроксильной воды из состава будет приводить к разрушению структуры минерала.

Например, топаз, слюды и другие.

2) Кристаллизационная вода

Легко удаляется из структуры минерала.

- Кристаллогидратная вода

Например, вода в составе медного купороса или боратов. Вода удерживается не так сильно, чем конституционная вода. При нагреве, а иногда и в сухой атмосфере, вода уходит. При потере происходят структурные перестройки. Когда

сульфаты меняют значительное количество воды, структура минерала меняется.

- Цеолитная вода

Типична для цеолитов и цеолитподобных фаз. Это минералы или синтетические соединения с прочными, каркасными структурами. В них есть крупные полости и каналы, в которых может располагаться вода. Из этих структур достаточно легко при нагреве она уходит. Но при этом каркасная структура остается неизменной.

Поэтому цеолиты являются молекулярными ситами. Если их активировать, прогреть и удалить потом воду, то минералы будут хорошими сорбентами.

3) Адсорбционная вода

Вода в этом случае располагается на поверхности, в микротрещинах, в поровом пространстве. Например, вода в составе опала. Минерал обладает глобулярной структурой и в межглобулярном пространстве находятся частички воды. Процентное содержание воды достигает 15-20 %. Но при этом вода может легко покидать структуру.

В слоистых силикатах это вода, располагающаяся в межпакетном пространстве. Например, смектиты. Вода легко входит в пространство и выходит из него.

Для удаления такого типа воды не нужен нагрев.

В гемиморфите наблюдается два типа воды: гидроксогруппы (конституционная вода) и молекулы воды, заполняющие крупные пустоты в структуре (цеолитная вода). При изучении поведения гемиморфита при нагревании, то можно заметить, что по-разному из структуры уходит вода. При нагреве до температуры в 400 С легко уходит цеолитная вода без изменения структуры. При достижении 500 С будет уходить гидроксильная вода. Кристаллическая структура при этом разрушится.

Иные диортосиликаты

1) Ильваит $CaFe^{2+}Fe^{3+}[Si_2O_7]O(OH)$

Нередкий в природе минерал. Можно обнаружить в известковых скалах.

Характеризуется радикально черной окраской. Это связано с наличием в составе разновалентного железа.

Является классическим диортосиликатом.

2) Лампрофиллит $Na_3SrTi_3[Si_2O_7]_2O_2F$

Встречается в щелочных ассоциациях.

Минерал визуально похож на астрофиллит. Но по структуре они отличаются. Лампрофиллит – диортосиликат, а астрофиллит – цепочечный силикат.

3) Мозандрит-(Ce) или ринколит $Na_2Ca_4CeTi[Si_2O_7]_2F_3O$

В составе минерала присутствуют редкие земли.

Является диортосиликатом редкоземельных минералов, не только церия. Ренее они представляли промышленный интерес.

Типичный минерал щелочных пород и метасоматитов.

4) Группа мелилита

В группу входят:

$Ca_2Mg[Si_2O_7]$ – акерманит;

$Ca_2Al[AlSiO_7]$ – геленит.

Это диортосиликаты с одной стороны, а с другой – нередкие, породообразующие минералы.

Минералы характерны для пород с повышенной щелочностью (основных и ультраосновных) и обедненных кремнеземом.

Кольцевые силикаты

Разнообразный и многочисленный ряд минералов. Радикалы для обычных колец имеют формулу: $[Si_nO_{3n}]$. Например, с тройным $[Si_3O_9]$, четверным $[Si_4O_{12}]$, шестерным $[Si_6O_{18}]$ и другими кольцами (Рис. 4.5).

Сложность минералов заключается в возможности природного образования разветвленных колец. Например в тяньшаните (Рис. 4.6) $[Si_{18}O_{54}]$

В центре находится шестерное кольцо и к каждому тетраэдру в этом кольце другие тетраэдры присоединяются по диортогруппе. Можно утверждать, что структура стремится преобразоваться в слоистую.

Иногда встречаются сдвоенные кольца. Например, в миларите (Рис. 4.7) $[Si_{12}O_{30}]$

Два шестерных кольца соединяются в одну структуру.

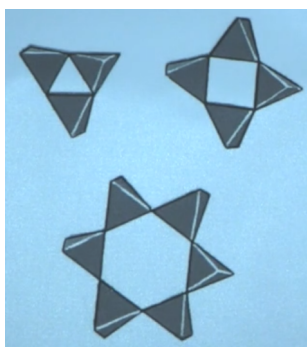


Рис. 4.5. Вилы килец силикатов

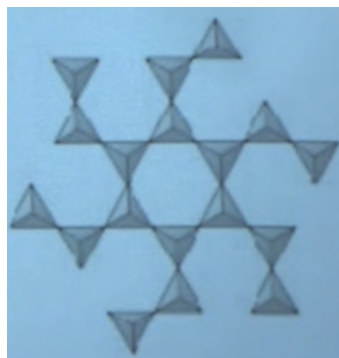


Рис. 4.6. Разветвление колец

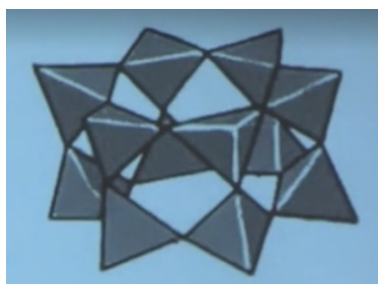
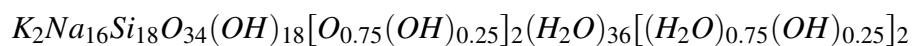


Рис. 4.7. Сдвоенные кольца

Рекордсменом в этой области остается мегациклит



В образовании эллиптического кольца участвуют 18 кремниевых тетраэдра.

Наиболее распространенными в природе являются минералы, в которых присутствует шестерное кольцо.

Группа берилла

В группу входят 7 минералов:

- Берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$
- Бацит $Be_3(Sc, Al)_2[Si_6O_{18}]$
- Пеззоттаит $Cs(Be_2Li)Al_2[Si_6O_{18}]$
- Авдеевит $(Na, Cs)(Be_2, Li)Al_2[Si_6O_{18}]$
- Стопшаниит $Be_3Fe_2^{3+}[Si_6O_{18}] \cdot H_2O$
- Джонкойвулит $Cs(Be_2B)Mg_2[Si_6O_{18}]$

- Индиалит $(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$

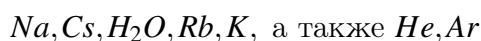
Иногда этот минерал не относят к группе берилла.

Из всех минералов берилл самый распространенный. Используется как драгоценный камень, руда на бериллий.

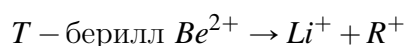
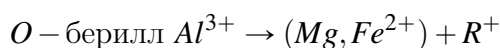
Химический состав берилла бывает разнообразный. Возможно содержание таких примесей, как



Также могут присутствовать одновалентные элементы. В каналы могут входить



Для берилла характерны различные каналы изоморфизма: изовалентный и гетеровалентный:



О-берилл – это замещение, которое происходит в октаэдрической позиции. Т-берилл – замещение в тетраэдрической позиции. Элемент с валентностью единица R^{+} – элемент компенсатор.

Минерал разнообразен. Морфология различна, но чаще встречаются призматические и длиннопризматическими кристаллами, в которых хорошо развита грань призмы. Также присутствует пинакоид. Иногда появляются грани пирамиды – более сложные.

Также встречаются кристаллы непризматического облика, то есть с уплощенными кристаллами. В этом случае преобладают пинакоиды.

Берилл может подвергаться растворению и на поверхности минерала появляются структуры травления: ямки и бугорки. Наиболее известные такие природные образцы происходили из пегматитов. На такой травленный кристалл может нарасти берилл новой генерации. Образуются «берилловые скипетры».

У берилла существует большое количество цветных разновидностей. Самая известная и дорогостоящая – изумруд. Это зеленая, ювелирная разновидность берилла.

Окраска изумруда в первую очередь связана с наличием хрома. Трехвалентный Cr изовалентно замещает трехвалентный Al в октаэдре. Количество хрома невелико:

от десятых процента, до 2%. Но помимо этого элемента может влиять наличие ванадия в структуре. Визуально и по спектрам различить изумруд окрашенный хромом или ванадием невозможно.

Помимо изумруда, можно найти в природе аквамарин. Цвет кристаллов голубой, сине-зеленый (цвет «морской волны»).

Окраска связана с наличием железа. При этом в паре двух и трехвалентного Fe происходит перенос заряда.

Встречается также гелиодор – золотистый берилл.

За окраску отвечает только трехвалентное железо в тетраэдрической или октаэдрической позиции. Также возможен перенос заряда с кислорода на железо.

Существует розовая разновидность берилла – воробьевит (морганит).

Минерал содержит в своем составе трехвалентный марганец в искаженных октаэдрах. Окраска обычно бледно-розовая с легким рыжеватым оттенком. В своем составе минерал содержит также литий и цезий.

Редко встречается биксбит. Аналогичный минерал воробьевиту, но в структуре не содержит лития и цезия. Характерная малиново-красная окраска.

Находят в природе бесцветный, водосодержащий берилл – ростерит. В структуре минерала присутствует натрий и литий.

Рассмотрим структурные особенности берилла.

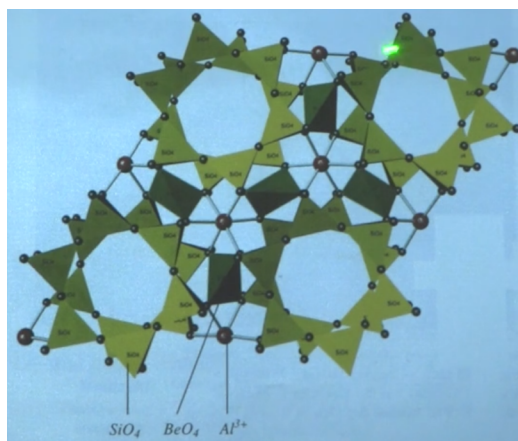


Рис. 4.8. Структура берилла

Структура минерала кольцевая. Наблюдаются шестерные кольца $[Si_6O_{18}]$, которые не соединяются друг с другом напрямую. Это классический пример кольцевого, островного силиката. Они соединяются через октаэдры и тетраэдры.

Кольца в структуре располагаются один над другим. При этом образуются сквозные каналы. Тетраэдры распределены таким образом, что кольца образуются симметричные.

Берилл можно рассматривать следующим образом:

1) Кольцевой силикат

Изолированные шестичленные кольца $[Si_6O_{18}]$. Соединяются друг с другом через тетраэдры с бериллием и октаэдры с алюминием.

2) Каркасный бериллосиликат алюминия

Знаем, что тетраэдров в структуре два вида: бериллий-кислородные и кремний-кислородные. Если минерал отождествлять по ним, то получаем каркасную структуру тетраэдров.

Кольца располагаются друг над другом. Наблюдаем каналы, которые параллельны друг другу и оси *c*. Они интересны тем, что могут сужаться и расширяться. В крупные каналы могут входить дополнительные одновалентные катионы, вода и благородные газы.

Если в каналах расположить цезий, то ему «комфортно» в раздувах (расширениях) каналов. Натрий намного меньше по ионному радиусу. Элемент не может располагаться в расширениях. Поэтому ему «комфортнее» там, где канал заужен. Но в отличие от цезия анионного окружения натрия не достаточно. Для того, чтобы позиция была нормально координирована элемент окружается себя двумя молекулами воды.

Вода в минералах цеолитная. Если минерал нагреть до 900-1000 С, то вода будет уходить без разрушения структуры.

Поэтому берилл можно рассматривать как цеолитоподобный каркасный бериллосиликат.

Поскольку состав берилла разнообразен, в нем могут присутствовать различные примеси.

В 1955 году Гинзбург предложил выделять 4 типа берилла:

- безщелочные или нормальные (содержание щелочей $< 0.5 \%$)
- натриевые (Na_2O 0.5-2 % и больше)
- литиево-натриевые с преобладанием Na

- цезиево-литиево-нитриевые (Li доминирует над Na и при этом присутствует около 1% Cs_2O)

Берилл характерен для гранитных пегматитов. По составу минерала можно определить порядок разложения его в природе. То есть разделить берилл ранний и поздний.

Ранний берилл отлагался в породах при высоких температурах. Часто его называют «рудный» берилл. Он не содержит в составе заметного количества щелочей. Если работы проводятся с крупным, поздним бериллом, то щелочи будут накапливаться. Такой переход наблюдается в редкометально-самоцветных пегматитах. Окраска берилла может стать достаточно яркой и зайти достаточно далеко до образования берилла, богатого литием, натрием и цезием.

Работая на таких пегматитах, можно столкнуться с ранним бериллом. Обычно он длиннопризматический. Поздний берилл – уплощенный.

Минерал формируется на гранитных пегматитах в широком диапазоне температур. В системе должен присутствовать бериллий, кремнезем и глинозем. Если дефицит в породе кремнезема и глинозема, то могут формироваться фенакит, эвклаз, хризоберилл или бромеллит. Кристаллы берилла в таких случаях могут быть значительными. Встречается в альбитизированных гранитах.

Характерен берилл для метасоматитов грейзеновой формации и гетеротермальных образований.

Существует два важных значения для берилла: драгоценные камни и рудный минерал на бериллий.

Бериллий, как металл, очень легкий. Устойчив к коррозии, тверже, более упругий и тугоплавкий, чем алюминий. Но из-за того, что бериллий имеет низкую плотность, не используется в качестве альтернативы ему. Не является конструкторным материалом из-за рассеянности в природе и токсичности пыли Be и его соединений.

Бериллий используют в высокотехнологических производствах: атомная, космическая, электротехническая отрасли.

Бериллиевые бронзы (сплавы с медью) – материалы с большой устойчивостью к механической усталости, не дающие искр при механических ударах. Изготовление инструментов для шахт, где может быть опасность взрыва.

Важное направление применения бериллия – ядерная энергетика. Используется для создания тепловыделяющих элементов (ТВЭЛ). Способствует замедлению нейтронов, которые образуются при ядерных реакциях, увеличению и возврату нейтронов в ядерной системе. Таким образом, элемент «подогревает» ядерную реакцию.

Использовался ранее и сейчас для изготовления боезарядов для увеличения количества нейтронов в цепной реакции. В смесях с некоторыми радиоактивными нуклидами бериллий используется для изготовления ампульных источников нейтронов.

Лекция 5. Силикаты и их аналоги

Кольцевые силикаты

Кордиерит $(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$

Минералы изоструктурны минералам группы берилла.

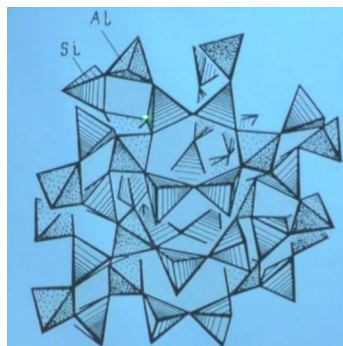


Рис. 5.1. Структура минералов

В основе лежит шестерное кольцо, образованное тетраэдрами. В отличие от группы берилла, в которых тетраэдры заселены только атомами кремния, то в кордиерите присутствует и кремний, и алюминий. То есть при образовании кольца участвуют четыре тетраэдра с кремнием и два с алюминием. Они в свою очередь соединяются в структуру по средствам тетраэдрических позиций и октаэдрами, в которых располагаются магний и железо. Таким образом, получается структура берилла с некоторыми отличиями.

Кольца выстраиваются один над другим. В структуре наблюдаются каналы. Поэтому считают минералы кордиерита и минералы группы берилла изоструктурными.

Если тетраэдры заселены алюминием и кремнием упорядоченно в тетраэдрах, то имеем дело с минеральным видом кордиеритом. Является упорядоченной фазой. Симметрия понижается. В отличие от минералов группы берилла, кордиерит – ромбический минерал. Если же заселение неупорядоченное, то получаем гексагональную фазу – индиалит. Эту фазу нередко относят к группе берилла. Минерал высокотемпературный, при формировании быстро остывает. Это способствует сохранению неупорядоченной структуры. В отличие от кордиерита, индиалит – гексагональный минерал.

Индиалит – редкий минерал. Формируется в возгонах, процессах закалки. Является не очень стойким. Если происходит отжиг, то минерал достаточно легко может испытать упорядочивание и превратиться в кордиерит. Особенность: повышенное со-

держание бериллия. Чем ближе структура минерала к неупорядоченному состоянию, тем больше будет содержание бериллия.

Минералы содержат крупные щелочные и щелочно-земельные катионы, располагающиеся в этих каналах. Для индиалита характерно наличие натрия, калия и кальция. Минералы также могут содержать воду.

Кордиерит назван в честь французского минералога Кордье. Но минерал имеет два синонима: иолит (связан с окраской) и дихроит (связан с наличием сильного плеохроизма). Кордиерит обладает ярко-синей, голубовато-синей окраской, что говорит о переносе заряда между двух- и трехвалентным железом.

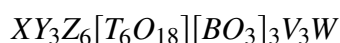
Кордиерит – гипогенный минерал. Образуется в метаморфических процессах. Может развиваться по хлориту, слюдам, гранатам. Является типичным минералом роговиков. Среди контактовых пород образуется большое количество фаций. Иногда встречается в гранитах и гранитных пегматитах. В таких породах кордиерит образуется при определенных условиях: обогащение алюминием пород, относительное обогащение магнием и железом.

Иногда кордиерит используют как драгоценный камень или как ограночный материал.

Группа турмалина

На 2016 год известно более 35 минеральных видов группы турмалина.

Общая формула минералов этой надгруппы:



Минералы имеют следующую структуру:

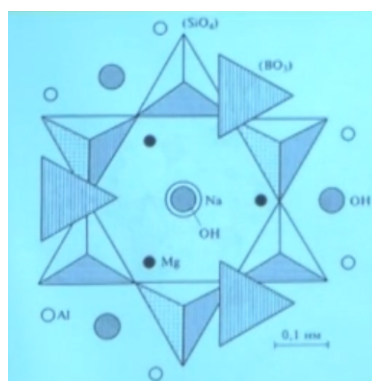


Рис. 5.2. Структура минералов

В структуре турмалина наблюдаются шестерные кольца, образованные тетраэдрами. Основным элементом их является кремний, но возможно присутствие и других.

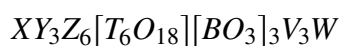
Геометрически, тетраэдры вершинами «смотрят» в одну сторону. Именно это свойство структуры делает минерал гемиморфным. То есть противоположные головки кристаллов ограняются по-разному.

К шестерным кольцам T_6O_{18} примыкают встроенные октаэдры бруситового слоя Y . Кластеры соединяются друг с другом октаэдрическими цепочками Z . В структуре присутствуют дополнительные анионы – это позиции V и W . Также есть элементы (катионы X и дополнительные анионы W), которые располагаются между кластерами. Поэтому каналы не образуются полноценно, присутствуют постоянные перегородки.

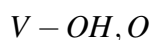
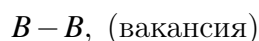
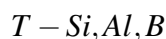
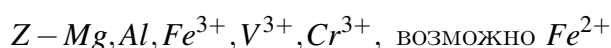
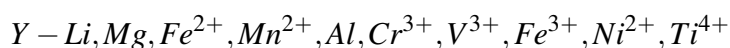
Структура формально островная, но кольца выстраиваются одно под другим. Есть направление вдоль оси C , в результате кристаллы образуются удлинёнными.

Выделение турмалина самое разнообразное. Нередко это кристаллы, ограненные с двух сторон. На них видна неравнозначность обеих вершин. Кристаллы бывают уплощенные, ортопризматические. Часто встречаются призматические, впродоль до игольчатых.

С точки зрения химического состава минералы турмалина могут быть разнообразными.



$X - Ca, Na, K$, (вакансия)



- 1) Эльбаит $Na(Li, Al)_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_3(OH)$
- 2) Дравит $NaMg_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_3(OH)$
- 3) Хромдравит $NaMg_3Cr_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_3(OH)$
- 4) Шерл $NaFe_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_3(OH)$
- 5) Повондраит $NaFe_3(Mg, Fe)_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_3O$

- 6) Фторлиддикоатит $Ca(Li,Al)_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_3F$
- 7) Увит $CaMg_3(Mg,Al)_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_3(OH)$
- 8) Россманиит $LiAl_2Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_3(OH)$
- 9) Фойтит $(Fe,Al)_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_3(OH)$

Самый распространенный минерал – шерл.

Существует геммологическая классификация минералов группы турмалина, которая основана на химическом составе. Очень часто с ними работают как с ювелирными материалами. В итоге определяют плотность, оптические характеристики

Минералы группы турмалина по плотности и оптическим характеристикам похожи друг на друга. Различить их между собой невозможно. Для геологов важны цвет и свойства минералов, как ювелирных материалов. Поэтому геммологическая классификация основана на окраске кристаллов:

- Ахроит – бесцветный или слабо-окрашенный турмалин;
- Дравит – желтый или темно-бурый;
- Рубирит – розовый;
- Верделит – зеленый;
- Индиголит – темно-синий;
- Шерл – зелено-черный и черный.

Известно, что хром-турмалин обладает оптическими эффектами. Может проявлять александритовый эффект: от ярко-зеленого до густо-красного. Некоторые минералы проявляют эффект Усамбара. Заключается в том, что поглощение минерала меняется в зависимости от толщины образца. Если смотреть на образец, который в одном ракурсе тонкий, а в другом толстый, то при повороте можно наблюдать изменение цвета. Эффект характерен для богатого хромом турмалина.

В образцах турмалина иногда можно обнаружить медь и золото в качестве примесей. Минерал имеет свое название: турмалин «Параиба».

Окраска минералов связана с содержанием в них переходных элементов, ионов-хромофоров, а особенно железа, марганца, хрома, ванадия. Также возможно присутствие титана и меди. Если железа много в составе минерала, то кристаллы образуются темно-окрашенными, чаще черными. Например, минерал с составом между

шерлом и дравитом. Как только железо в системе оказывается связано, входит в состав структуры, то образуется турмалин бедный или вообще не содержащий железа в своем составе. Образуются разнообразные по окраске кристаллы.

Комбинация разновалентного железа, если его мало, будет придавать минералу зеленый или синий цвет. Обмен зарядов между ними приводит к тому, что появляется окраска. Как ион-хромофор, характерен для турмалина марганец. Минералы бывают от бледно-розовой до насыщенно-малиновой окраски. Если марганец находится в паре с титаном, то встречаются желто-коричневые кристаллы. А светло- и темно-коричневую вызывает пара титан и железо.

Редко встречаются кристаллы, окрашенные в голубой и фиолетовый оттенки. Такой цвет придает медь. Изумрудно-зеленую окраску придают хром и ванадий. Они также придают александритовый эффект и эффект Усамбара.

Кристаллы турмалина неоднородные. Нередко в одном кристалле присутствует несколько различных минералов группы турмалин. Характерно зональное и секториальное строение. Если кристалл прозрачный, примерный состав можно установить визуально. Если черный и темный, то только с помощью электронного микроскопа.

Минералы группы турмалин образуются как полигенные. С ними можно встретиться в разнообразных процессах минералообразования: от низкотемпературных, гидротермальных до магматических и высокоградных метаморфических. Минералы информативны во время изменения условий образования кристаллов. Элементы в позициях X и W подвержены быстрому замещению, поэтому именно они чувствительны к условиям формирования турмалина. Заселение этих позиций – типоморфный признак.

С минералами данной группы можно встретиться:

- Гранитоидах (шерл, редко дравит);
- Гранитные пегматиты (шерл, эльбаит, фторлиддикотит, россманит, фойтит);
- Скарны (магнезиофойтит, увит, дравит);
- Грейзеновая формация (дравит до фтордравит, шерл до фторшерла);
- Золоторудные плутогенные месторождения (дравит, магнезиофойтит);
- Метаморфиты от низких (зеленосланцевая фация) до высоких (гранулитовая фация) ступеней (дравит, шерл, фойтит, магнезиофойтит, увит, ферувит).

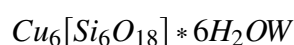
Самый распространенный минерал – шерл, если среда богата магнием, то заменяются кристаллы на дровит. Таким образом, в зависимости от химического состава среды будут присутствовать минералы различного вида.

Визуально нельзя определить, какой это минерал группы, нужна более точная диагностика химического состава.

Диоптаз

Минерал, который был открыт в Казахстане на месторождении Алтын-Тюбе. Первоначально принят за изумруд.

Общая формула минерала:



Минерал имеет следующую структуру:

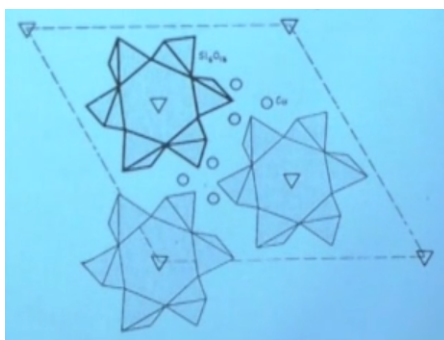


Рис. 5.3. Структура минералов

В структуре видим шестерное кольцо. Типичный гипергенный минерал.

Образуется в районах с достаточно жарким климатом. Можно столкнуться в достаточно проработанных корах выветривания. При начальных стадиях разрушениях сульфидных руд диоптаз не образуется.

Группа аксинита

Группа аксинита – одни из самых распространенных боросиликатов в природе.

Структуру можно рассматривать как диортосисилаты с отдельными диортогруппами. Но наблюдаются тетраэдры, заселенные не только кремнием, но и бором. Если же рассматривать минерал как боросиликат, то структура будет меняться. Это шестерное кольцо, к которому присоединяется с двух сторон по диортогруппе пара тетраэдров. В итоге получаем островную, разветвленную структуру.

Традиционно, минералы группы аксинита рассматриваются как боросиликаты.

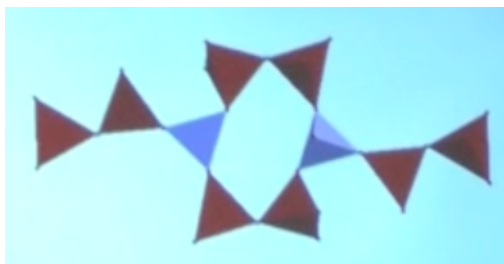


Рис. 5.4. Структура минералов

Общая формула минералов этой группы:



$A - Ca$, в тинцените $Mn + Ca$

$B - Fe, Mn, Mg$

Существуют типичные минералы:

- аксинит-(Fe) $Ca_2Fe^{2+}Al_2[BSi_4O_{14}](OH)$
- аскинит-(Mn) $Ca_2Mn^{2+}Al_2[BSi_4O_{14}](OH)$

В природе встречается и магниевый аналог, но он редок.

На глаз минерал нельзя диагностировать, только при определении химического состава.

Встречаются в различных ассоциациях. Например, в связи со скарнами, в гетеротермальных образованиях.

Группа эвдиалита

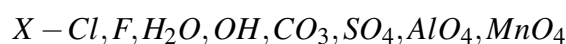
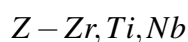
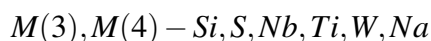
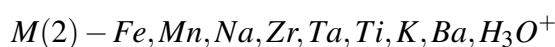
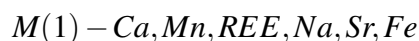
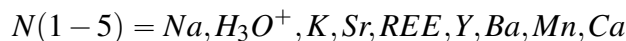
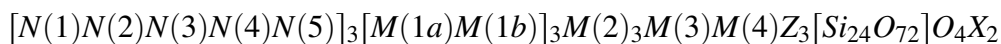
Минералы группы эвдиалита можно рассматривать как уникальные. Обратим внимание на особенность химического состава и структуры.

Минералы могут совлекать в свою структуру практически все химические элементы, присутствующие в минералообразующей среде. Структура сложная, но универсальная. Известно, что почти треть Периодической таблицы Д.И. Менделеева входит в химический состав минерала.

Существует и кристаллографический момент. Структура у минералов такая, что близкие элементы, которые в других минералах располагаются в другой позиции, в группе эвдиалита могут занимать разные позиции. Например, цирконий, титан, ниобий. В силикатах эти элементы располагаются в одной и той же октаэдрической

позиции. В минералах группы они могут занимать разные позиции, то есть разделяются.

В группу входит более 30 минеральных видов. Сложный и изменчивый состав эвдиалита долгое время был препятствием написания общей формулы группы. На данный момент она выглядит следующим образом:



Существует уникальная особенность: кольцевые группировки. Наблюдается три типа колец. Два из них кремний-кислородные: девятичленное кольцо Si_9O_{27} и шестичленное Si_3O_9 . Также присутствует уникальное шестерное кольцо Ca_6O_{24} . Кольца соединяются октаэдрами с цирконием.

Структура в итоге получается каркасная, ажурная с достаточно крупными полостями. Именно в них могут располагаться разнообразные элементы.

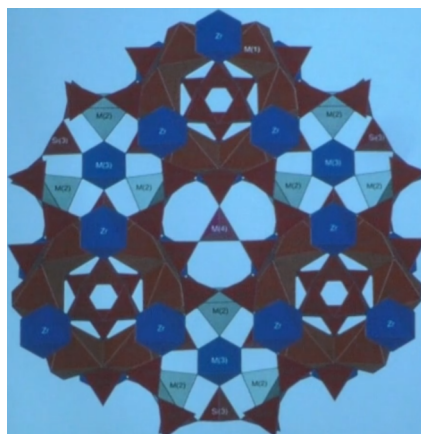


Рис. 5.5. Структура минералов

Группа считается многочисленной. Но по распространению в природе минералы очень редкие. Наиболее распространенные представители:

- Эвдиалит

Железистый представитель группы (позиция $M(2)$). Образуют промышленные залежи. В некоторых случаях считается породообразующим минералом. Может образовывать промышленно значимые концентрации.

- Кентбруксит

Mn-Nb аналог эвдиалита. Один из самых распространенных минералов группы.

Окраска минерала красная, красно-коричневая. Напрямую определяется составом и структурными особенностями кристаллов. Малиновая окраска связана с наличием двухвалентного железа и определенной координацией металла в позиции $M(2)$. Теоретически должна быть 4. Но если координация меняется до 5, то окраска меняется до желто-коричневой.

Эвдиалит образуется в щелочных породах. Могут быть акцессорными и также породообразующими минералами. В некоторых случаях эвдиалит образует промышленнозначимые скопления.

Минерал не является стойким и лабораторных условиях хорошо разлагается различными неорганическими кислотами. Под действием гетеротермальных растворов разлагается в природе. Часто заметны псевдоморфозы по эвдиалиту.

Из-за большого содержания различных элементов ученым интересны эвдиалитовые руды. Но не существует техники единой, которая бы легла в основу производства. При разложении кислотами образуются кремнистые кислоты в виде студенистых выделений. Это не позволяет эффективно выделять металлы из руды.

Минерал рассматривается как ионнообменный материал. Может внутри своей решетки закреплять различные элементы вплоть до радиоактивных. Также используют как «контейнеры» для хранения радиоактивных веществ.

Цепочечные силикаты

Сложность таких силикатов заключается в том, что их много с относительно сложным составом.

В цепочечных и ленточных силикатах можно заметить бесконечные в одном направлении кремний-кислородные радикалы. В цепочечных силикатах – это цепочки, а в ленточных – ленты. Принципиального отличия между цепочками и лентами нет. Они бесконечны и соединяются друг с другом через катионы.

Самой простой была бы цепочка с периодом повторяемости в один тетраэдр. Но в природе она не реализуется. Для силикатов она не известна из-за кулоновского

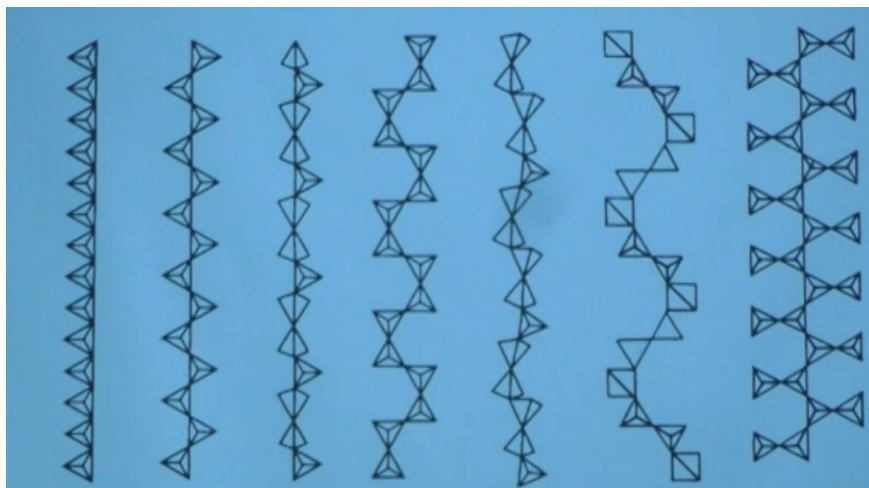


Рис. 5.6. Структура минералов

взаимодействия между соседними тетраэдрами. В германатах такая цепочка может присутствовать. Самая элементарная цепочка в силикатах – пироксеновая.

Волластонитовая цепочка – цепочка с периодом повторяемости в три тетраэдра. Либо можно представить как диортогруппу с присоединенным тетраэдром. Это частный случай пироксеноидной цепочки.

Существуют пироксеноидно-подобные цепочки. К ним относят родонитовую, батиситовую, стокситовую и другие цепочки. Есть разветвленные цепочки: астрофиллитовая и аламоситовая.

Группа пироксенов

Период повторяемости в два тетраэдра.

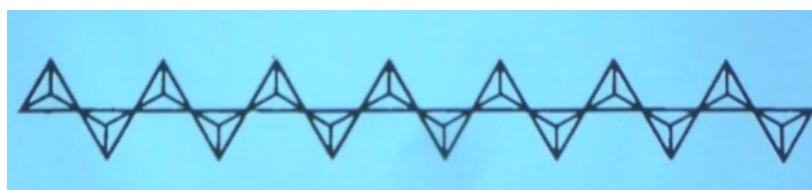


Рис. 5.7. Период повторяемости

Радикал в формуле: Si_2O_6 . Если взять два тетраэдра, то в каждом будет по атому кремния, мостиковые кислороды и вершины в каждом тетраэдре дадут шесть атомов кислорода. Соотношение кремния к кислороду 1:3.

Рассмотрим структуру минералов группы:

Можно заметить пироксеновые цепочки на разном уровне. Они соединяются друг с другом через две катионные позиции, которые традиционно называются M_1 и M_2 .

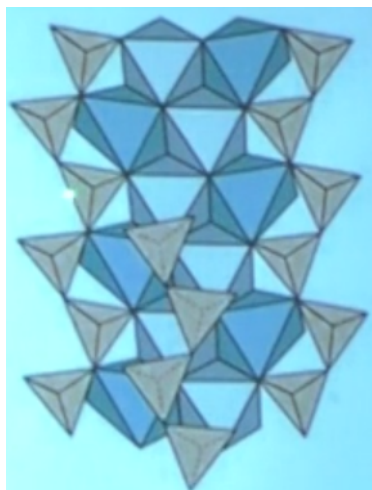


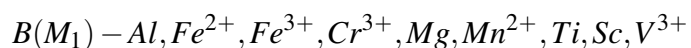
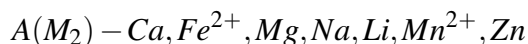
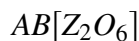
Рис. 5.8. Структура минералов

M_1 – это всегда октаэдры, образующие зигзагообразные цепочки. А позиция M_2 может иметь разную координацию. Это либо искаженный октаэдр, либо восьмивершинник. Если в обе позиции входят однотипные катионы с небольшим ионным радиусом, то они будут заселяться одинаково. Минералы могут быть ромбическими. Если же в состав пироксена входят разные элементы и в позиции M_2 более крупный катион, чем в M_1 . Симметрия минерала снизится до моноклинной.

В природе встречаются и ромбические (ортопироксены), и моноклинные (клинопироксены) структуры.

Для пироксенов характерна высокая спайность. Она близка к углу в 90 градусов и наблюдается в двух направлениях. Раскол кристаллов происходит по границам цепочек. В итоге будут наблюдаться плоскости спайности.

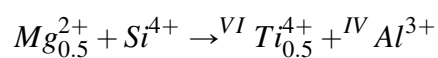
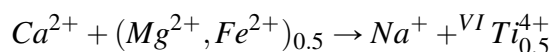
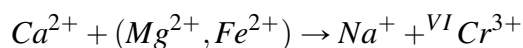
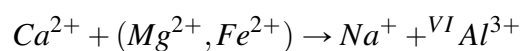
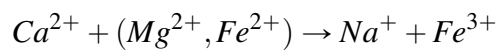
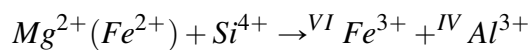
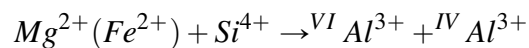
Химизм минералов группы пироксенов является сложным. В группу входит более 30 минералов. Общую формулу можно записать следующим образом:



В зависимости от заселения позиций выделяют различные минералы и подгруппы в группе пироксенов.

Калий не характерен для пироксенов. Может входить в состав только при высоком давлении. Но натрий всегда входит в состав минералов.

Элементы легко друг друга замещают и возможны следующие схемы изоморфизма:



Обязательное условие, чтобы суммарный заряд сохранялся.

Лекция 6. Цепочечные и ленточные силикаты

Группа пироксенов (продолжение)

В минералах реализуются изовалентные и гетеровалентные схемы изоморфизма. Характерна чермакитова схема (первая реакция в цепочке схем). Она подразумевает замещение в октаэдре и тетраэдре суммарно двух разновалентных элементов.

В группе силикатов выделяют ряд подгрупп:

1) Магнезиально-железистые:

- * Ромбические пироксены (Orх)
 - Энстатит $Mg_2[Si_2O_6]$ (En)
 - Ферросилит $Fe_2[Si_2O_6]$ (Fs)
- * Моноклинные пироксены (Срх)
 - Клиноэнстатит $Mg_2[Si_2O_6]$
 - Клиноферросилит $Fe_2[Si_2O_6]$
 - Пижонит $(Mg, Fe^{2+}, Ca)(Mg, Fe^{2+})[Si_2O_6]$ (Pig)

2) Кальциевые:

- Диопсид $CaMg[Si_2O_6]$ (Di)
- Геденбергит $CaFe^{2+}[Si_2O_6]$ (Hed)
- Йохансенит $CaMn^{2+}[Si_2O_6]$
- Авгит $(Ca, Mg, Fe)_2[(Si, Al)_2O_6]$ (Aug)

3) Кальций-натриевые:

- Эгирин-авгит $(Ca, Na)(Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+})[Si_2O_6]$
- Омфацит $(Ca, Na)(Mg, Fe, Al)[Si_2O_6]$

4) Щелочные:

- Эгирин $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$ (Aeg)
- Жадеит $NaAl[Si_2O_6]$
- Космохлор $NaCr[Si_2O_6]$
- Джервисит $NaSc[Si_2O_6]$
- Сподумен $LiAl[Si_2O_6]$

«Игра» с сингонией может быть только для магнезиально-железистых пироксенов.

Выделение минералов по подгруппам выделяется на основе заселения позиций M_2 (катионы А). Элемент в этой позиции меняет свою координацию. Может быть искаженным октаэдром или восьмивершинником. Такой же признак используют при классификации амфиболов.

Пироксены – важнейшие породообразующие минералы. В природе чрезвычайно распространены. Характерны для магматических горных пород и в основном встречаются в земной коре.

Пироксены встречаются в следующих образованиях:

1) Магматические образования:

– Интрузивные

Исходя из составов пироксенов, такие породы не богаты кремнеземом. Характерны для ультраосновных и основных интрузивных пород. Например, ортопироксениды и клинопироксениды. Часто встречаются оливин-пироксеновые породы, гарцбургиты, верлиты. То есть присутствует магнезиально-железистый пироксен в ультраосновных породах. В основных – это габбро и нориты. В щелочных: эгирит, эгирит-авгит и другие. Это породы, характерные для повышенной щелочности, разной кремний-кислотности.

– Эффузивные

Это породы основного и ближе к среднему составу. Встречаются пижонит, авгит и другие кристаллы с неупорядоченной структурой. Характерны для базальтов, андезитов.

2) Пегматиты

Состав минералов иной. В гранитных редкометальных пегматитах встречается только сподумен. В щелочных пегматитах и метасоматитах – эгирин и эгирин-авгит.

3) Метасоматические образования

– Магнезиальные сканы

Минералы ряда диопсид-геденбергит, энстатит.

– Известковые сканы

Минералы ряда диопсид-геденбергит, йохансенит.

4) Метаморфические породы

Самые разнообразные ортопироксениды и клинопироксениды: и магнезиально-железистые (чарнокиты, гнейсы, амфиболы), и кальциевые (диопсид) и другие. Возможно образование при высоких давлениях и температурах (выше 600 °C) – жадеит.

Минералы пироксенов не очень стойкие при действии на них гетеротермальных растворов. Если речь идет о магматических пироксенах и в системе появляется вода, флюиды обогащаются водой, а минералы начинают замещаться поздним амфиболом. Если вторичная вода в системе, то замещение происходит на серпентин или тальк.

Магнезиально-железистые пироксены

Только в этой подгруппе наблюдаются минералы двух сингоний: ромбические и моноклинные. К ним относят:

1) Ромбические пироксены (Орх)

- Энстатит $Mg_2[Si_2O_6]$ (En)
- Ферросилит $Fe_2[Si_2O_6]$ (Fs)

2) Моноклинные пироксены (Срх)

- Клиноэнстатит $Mg_2[Si_2O_6]$
- Клиноферросилит $Fe_2[Si_2O_6]$
- Пижонит $(Mg, Fe^{2+}, Ca)(Mg, Fe^{2+})[Si_2O_6]$ (Pig)

Ромбические широко распространены в природе. Моноклинные – редкие, высокотемпературные минералы. Они встречаются либо в метаморфических породах с высокими степенями метаморфизма, либо в необычных по составу вулканитах.

Энстатит и ферросилит – аналоги ряда форстерит-фаялит. Между минералами образуется непрерывный ряд твердых растворов. Ранее предложено выделять дополнительные разновидности минералов по составу: бронзит (энстатит с 10-30% ферросилитовой компоненты), гиперстен (энстатит с 30-50% ферросилитовой компоненты), феррогиперсте (энстатит с 50-70% ферросилитовой компоненты), эвлит (энстатит с 70-90% ферросилитовой компоненты).

Минералы в природе нередки. С хорошо образованными кристаллами пироксенового ряда сталкиваемся редко, обычно это зернистые кристаллы. Температурные минералы, то есть при снижении температуры происходит распад твердого раствора.

Отжиг и выдерживание при высоких температурах приводит к образованию крупных кристаллов, структур распада твердого раствора.

Характерен для интрузивных пород основного и ультраосновного состава. Визуально определить минералы невозможно, только при диагностике шлифов кристаллов. Состав определяется по оптическим характеристикам или на электронном микрозонде. Встречаются в метаморфических породах и магнезиальных скарнах.

Иногда минералы образуют крупные прозрачные, окрашенные кристаллы. Энстатит можно использовать как ювелирное сырье. Цвет варьируется от желто-коричневого до коричневого.

Пижонит относят к магнезиально-железистым пироксенам. Отличается тем, что содержится небольшое количество кальция. Именно этот элемент изменяет структуру минерала и он становится моноклинным.

Пижонит – высокотемпературный минерал. Встречается в интрузивных образованиях и в эффузивах. Формируясь при высокой температуре (более 900°C), включает в свою решетку различные элементы в качестве примесей. При более низких температурах пижонит может испытывать распад твердого раствора. Если породы охлаждаются быстро, то на поверхности минерал будет раскристоллизываться так, что процесс распада не будет замечен. Если пижонит был подвержен отжигу, то минерал просто распадется.

Для магнезиально-железистых пироксенов характерны структуры разупорядоченные или, наоборот, упорядоченные. Это минералы, в позициях M_1 и M_2 которых находятся одинаковые элементы.

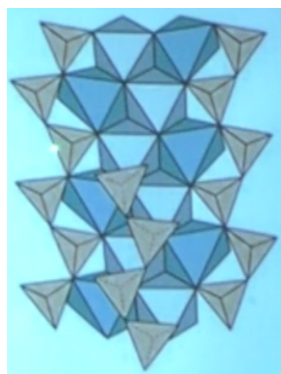


Рис. 6.1. Структура минералов

В зависимости от условий образования пироксена, дальнейшего его роста и природного хранения, наблюдается разупорядоченное или, наоборот, упорядоченное заселение этих позиций. Если проводятся работы с пироксенами, которые быстро кри-

сталлизируются, а затем быстро охлаждаются, то образуются разупорядоченные пироксены. Если же минерал образуется в «спокойной» обстановке, то есть все условия для образования структуры упорядоченной.

Кальциевые пироксены

Характеризуются моноклинной сингонией (клинопироксены). К ним относят:

- Диопсид $CaMg[Si_2O_6]$ (Di)
- Геденбергит $CaFe^{2+}[Si_2O_6]$ (Hed)
- Йохансенит $CaMn^{2+}[Si_2O_6]$
- Авгит $(Ca, Mg, Fe)_2[(Si, Al)_2O_6]$ (Aug)

Между диопсидом и геденбергитом существует непрерывный ряд твердых растворов. В природе можно столкнуться с разнообразными минералами этого ряда. Также наблюдается чистый диопсид и геденбергит. Выделяют промежуточные минералы: салит (ближе к диопсиду) и ферросалит (ближе к геденбергиту).

Состав влияет на цвет пироксена этого ряда и на морфологию кристаллов. Если говорить о цвете, то в зависимости от содержания железа изменяется окраска от бесцветной, прозрачной или белой (нет Fe вообще) до темно-зеленого, почти черного. Чем больше железа, тем насыщеннее окраска. Таким образом, именно железо в ряду диопсид–геденбергит определяет все цвета минералов. Если же рассматривать морфологию, то она тоже меняется в зависимости от состава. Диопсид обычно призматический, а геденбергит образует удлиненные кристаллы и их агрегаты. Это позволяет приблизительно оценить состав пироксена.

С рядом диопсид – геденбергит встречается в скарнах. Они являются породообразующими для них. Минералы по составу ближе к диопсиду, характерны для магнезиальных скарнов. При переходе к известковым скарнам наблюдаем изменение состава и увеличение содержания геденбергита. С ними также можно встретиться в метаморфических породах.

Минералы в природе не являются редкими.

Железо – главный цветообразующий элемент в составе. Но есть и другие металлы, которые могут создавать определенную окраску. Если в диопсиде железа нет, то состав близок к теоретическому. Поэтому на окраску начинают влиять другие ионы хромофоров.

Например, трехвалентный ванадий. Входит в состав пироксена и придает яблочно-зеленую окраску. Такой диопсид приобрел название «лавровит». Марганец трехвалентный вызывает грязно-фиолетовую окраску минерала. Диопсид с примесью Mn получил название «виолан». Трехвалентный хром тоже способствует окрашиванию минерала, но в изумрудно-зеленый цвет. Минерал называют «хромдиопсид».

Авгит встречается именно в магматических породах. В отличие от теоретической формулы, в состав минерала могут входить и другие элементы.

В тетраэдрической позиции могут быть только кальций и натрий. Октаэдрическая сложно заселена. Наблюдаются всевозможные двух- (Mg, Fe), трех- (Fe, Mn, Cr) и четырехвалентные (Ti) элементы. В тетраэдрической позиции также находятся алюминий и кремний.

Минералы встречаются и в интрузивных породах, габброидах. Также можно найти в вулканитах. Характерен для базальтов и долеритов. Можно столкнуться и в метаморфических породах с высокой степенью метаморфизма.

В зависимости от температуры образования может меняться состав минерала. Наиболее высокотемпературный авгит – высокомагнезиальный. По мере снижения температуры образования минерал будет больше обогащаться железом.

Кальций-натриевые пироксены

Характеризуются моноклинной сингонией (клинопироксены). К ним относят:

- Эгирин-авгит $(Ca, Na)(Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+})[Si_2O_6]$
- Омфацит $(Ca, Na)(Mg, Fe, Al)[Si_2O_6]$

Составы минералов достаточно сложные. Это твердые растворы разных пироксенов. Можно наблюдать и жадеитовую, и авгитовую, и эгириновую компоненты.

Минералы имеют особенный характер заселения позиций. В позиции M_2 присутствует и кальций, и натрий. Она может быть упорядоченно заселена элементами. В некоторых случаях наблюдается упорядочивание в позиции M_1 , где возможно заселение двух- и трехвалентными элементами.

Минералы характерны для некоторых пород. Можно встретить в метаморфических и щелочных породах. Омфацит – типичный минерал, который формируется при высоких давлениях. Характерен для эклогитов. В природе встречается вместе с гранатом. Пироповый минерал преобладает.

Щелочные пироксены

Характеризуются моноклинной сингонией (клинопироксены). К ним относят:

- Эгирин $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$ (Aeg)
- Жадеит $NaAl[Si_2O_6]$
- Космохлор $NaCr[Si_2O_6]$
- Джервисит $NaSc[Si_2O_6]$
- Сподумен $LiAl[Si_2O_6]$

Минералы содержат в своем составе щелочные металлы: натрий или литий.

В позиции M_2 находится одновалентный элемент, а в позиции M_1 – трехвалентный. Суммарный заряд $4+$ сохраняется как и в других минералах.

Эгирин – минерал достаточно распространенный. Характерен для щелочных и магматических пород. Иногда можно обнаружить в щелочных метасоматитах.

Окраска определяется составом. В теоретической формуле присутствует трехвалентное железо. В естественных образцах Fe разновалентный. За счет переноса электронов между ними минерал обладает темной окраской. В крупных образцах он черный, а в тонко-игольчатых – зеленоватая окраска. Иногда встречаются кристаллы эгирина красновато-бурый или бесцветный (если все железо трехвалентное).

Обычно встречаются призматические кристаллы и радиально-лучистыми агрегатами. Иногда в пустотах могут образовывать кристаллы свободного роста.

Жадеит – более редкий представитель щелочных пироксенов. Состав в природе редко отличается от теоретической формулы.

В качестве примесей могут присутствовать и железо, и хром, и марганец. В естественных условиях образуются твердые растворы. С жадеитом вместе образуются диопсид, эгирин и космохлор.

В зависимости от состава минерал может быть разных цветов. Если близок к теоретическому составу, то может быть белым, серовато-белым. Если в составе находится доля марганца, окраска будет розово-сиреневой или лавандовой. Если же присутствуют трехвалентные железо и хром, цвет зеленый.

Типичный для метаморфических пород с высоким давлением.

Сподумен – типичный минерал редкометальных гранитных пегматитов. В некоторых случаях скопление минерала значительное

Среди всех минералов сподумен – рекордсмен по размеру кристаллов. Самые большие кристаллы обнаружены в США (штат Дакота) шириной 14,3 м с массой 28 тонн и шириной 12,8 м с массой 66 тонн.

Состав природного сподумена близок к теоретической формуле. Широких изоморфных замещений не наблюдается. В небольшом количестве могут присутствовать в качестве примесей железо (до 3% по массе), марганец в кунците (до 0,2% по массе), хром и ванадий в гиддените (до 0,3% по массе). Элементы влияют на окраску. Но из-за небольшого количества примеси она неяркая. Железо вызывает бледно-желтую окраску, марганец – розовую, в хром и ванадий – зеленую.

Сподумен широко используется в ювелирном деле.

Минерал характерен для гранитных пегматитов. Является основным концентратом лития. Раньше был одним из главных промышленных источников лития в природе. Сейчас литий извлекают из рассолов. Характерно образование ассоциаций сподумена с кварцем, микроклином, альбитом и другими минералами.

Сподумен имеет вид уплощенных кристаллов достаточно крупного размера.

Значение пироксенов:

- * Сподумен – важнейший источник лития.
- * Диопсид, сподумен, жадеит – ювелирные изделия и ювелирно-подделочные камни.
- * Другие представители практического значения не имеют.

Пироксеноиды

Это минералы подобные пироксенам. В формуле отношение кремния к кислороду такое же, то есть 1 к 3.

Цепочки тоже похожи на пироксеновые. Пироксеновая цепочка имеет период повторяемости два тетраэдра. В пироксеноидах период больше. У волластонита – 3 тетраэдра, в родонита – 5 и так далее. Период становится больше, но характер цепочки принципиально не меняется, похожа на пироксеновую.

В общем виде можно записать радикал пироксеноидов в виде: $[Si_nO_{3n}]$. К пироксеноидам относят следующие подгруппы минералов:

1) $n=3$ - Волластонит $Ca_3Si_3O_9$:

- Пектолит $NaCa_2Si_3O_8(OH)$
- Серандит $NaMn_2^{2+}Si_3O_8(OH)$
- Каскандит $NaScSi_3O_8(OH)$
- Бустамит $Ca_3Mn_3^{2+}(Si_3O_9)_2$

– Соренсенит $Na_4Be_2Sn(Si_3O_9)_2 \cdot 2H_2O$

2) $n=5$ - Родонит $CaMn_4Si_5O_{15}$:

– Бабингтонит $Ca_2Fe^{2+}Fe^{3+}Si_5O_{14}(OH)$

– Манганбабингтонит $Ca_2Mn^{2+}Fe^{3+}Si_5O_{14}(OH)$

– Сантокларит $CaMn_4^{2+}Si_5O_{14}(OH)_2 \cdot 2H_2O$

– Намбулит $LiMn_4^{2+}Si_5O_{14}(OH)$

3) $n=7$:

– Пироксмангит $(Mn, Fe, Ca)_7Si_7O_{21}$

– Пироксферроит $(Fe, Mn, Ca)_7Si_7O_{21}$

Волластонит

Один из самых простых видов пироксеноидов – волластонит.

Рассмотрим структуру минерала:

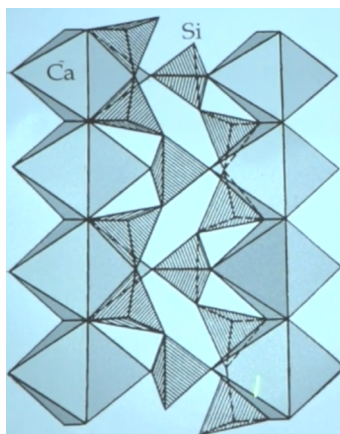


Рис. 6.2. Структура минералов

Можно наблюдать октаэдры, заселенные кальцием. Они достаточно крупные и несоразмерны пироксеновой цепочке, но соразмерны волластонитовой цепочке. Октаэдры с кальцием по размеру соотносятся с диортогруппой. Они соединяются в цепочку третьи тетраэдром. В итоге получается цепочка в структуре с повторяемостью в три тетраэдра. Это классическая волластонитовая цепочка.

Структура представляет собой цепочки октаэдров, которые соединяются между собой в ленты по средству волластонитовых цепочек.

Волластонит – нередкий минерал. Характерен для известковых скарнов. В природе находятся в виде шестоватых, игольчатых и радиально-лучистых агрегатов.

Минерал является важным сырьем для получения высококачественной керамики и глазури. А также используют как поделочные и облицовочные камни.

Лекция 7. Цепочечные и ленточные силикаты.

Пироксеноиды

Волластонит (продолжение)

При изучении дальнегорских образцов было доказано, что не весь минерал серовато-игольчатый является волластонитом. На этом материале и в нем открыт другой минерал «дальнегорскит». Минерал имеет следующую формулу: $Ca_5Mn(Si_3O_9)_2$.

Дальнегорскит представляет собой «крупную почку». По составу состоит из светло-коричневого дальнегорскита и зеленоватого датолита с возможным присутствием геденбергита.

Существуют другие представители, которые обладают цепочкой волластонитового типа: пектолит и серандит. Первый не является редким. Характерен для щелочных пород: соматитов и гетермалитов. Также можно обнаружить в виде тонкодисперсных агрегатов с голубой окраской. Такой минерал получил название «ларимор». Марганцевый аналог пектолита – серандит. Минерал окрашен в ярко-красный цвет за счет марганца в структурном составе. Характерен для щелочных пегматитов и гетермалитов. Не столь распространен, чем пектолит.

Родонит

Минерал является распространенным в природе.

Рассмотрим структуру минерала:

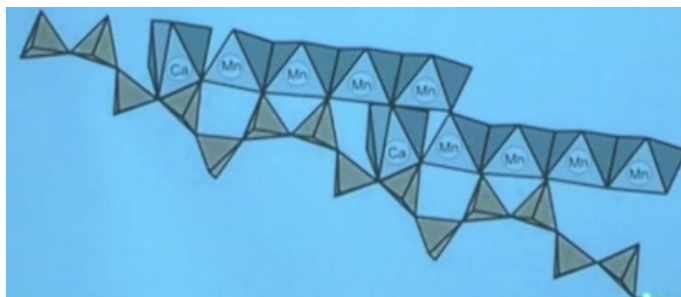


Рис. 7.1. Структура минералов

Наблюдается цепочка с периодом повторяемости в пять тетраэдров. В минерале наблюдается два типа катионных позиций: октаэдры, заселенные марганцем, и искаженный восьмивершинник, заселяемый кальцием и марганцем. В природном родоните кальций должен преобладать в позиции восьмивершинника.

Это минерал с цепочечной структурой. Связь в цепочке достаточно прочная. Связи между ними слабые и поэтому наблюдается, как у пироксенов, спайность. Она

обусловлена структурными особенностями данного минерала.

Имея цепочечную структуру, родонит образует удлиненные кристаллы: призматические и длинопризматические, в некоторых случаях даже игольчатые.

Родонит встречается как минерал высокотемпературный. В роданите могут присутствовать в качестве примесей железо (FeO до 14,5% по массе), магний (MgO до 6,2% по массе) и цинк (ZnO до 7,2% по массе). Железо и магний характерны для природного состава минерала.

Такой химический состав влияет на окраску кристаллов. Если роданит близок к теоретической формуле, то цвет может быть не очень яркий. Если в октаэдрах и искаженных восьмивершинниках присутствует помимо кальция марганец, то это может способствовать усилению розовой окраски. Появление железа изменяет цвет на коричневато-бурый.

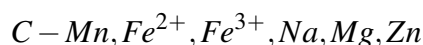
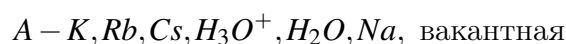
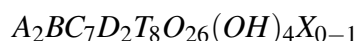
В некоторых породах роданит является распространенным, а также породообразующим. Может образовываться в известковых скалах. В таких породах минерал не очень яркий, бледно-розовая окраска. Иногда встречается в золото-серебряных вулканогенных, рудных, гидротермальных месторождениях. На них могут также быть представлены различные марганцевые реализации. Но родонит является типичным минералом метаморфических ассоциаций. С другими минералами марганца образует породы с различными рисунками. При изменении условий могут образовываться корки из различных оксидов, куда входят оксиды и гидроксиды марганца.

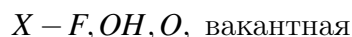
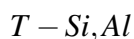
Родонит – известный подделочный камень. Прозрачные кристаллы используются в ювелирном деле как ограночное сырье.

Группа астрофиллита

Минерал является нередким. Типичный минерал для щелочных обстановок. С другой стороны минералы группы имеют интересную цепочку. Она отличается от цепочек, которые рассматривали ранее.

На данный момент известно более 15 минеральных видов, которые входят в группу астрофиллита. Минералы характеризуются общей формулой:





Из всех минералов наибольшим распространением пользуются:

- 1) Астрофиллит $K_2NaFe_7Ti_2Si_8O_{26}(OH)_4F$
- 2) Куплетскит $(K, Na)_3(Mn, Fe)_7Ti_2Si_8O_{26}(OH)_4F$

Интересна структура минералов.

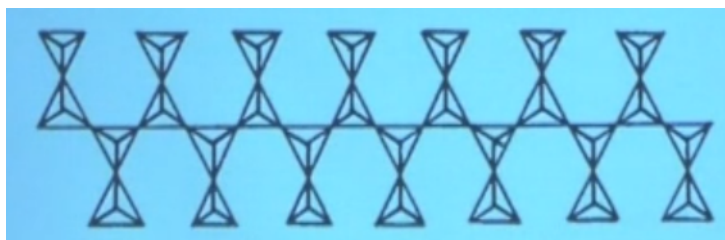


Рис. 7.2. Структура минералов

Она имеет явный слоистый мотив, но в ней выделяются цепочки. По-другому такую цепочку можно назвать разветвленной. Ее можно представить как пироксеновую, к которой со всех сторон прикрепляется по дополнительному тетраэдру, либо в виде цепочки, образованной диортогруппами.

В структуре наблюдаются цепочки, которые соединяются через октаэдры. А эти пакеты образуют единую структуру через октаэдрические слои. Между цепочками образуются крупные полости, между которыми могут входить крупные катионы и вода. Поэтому для таких минералов характерны различные политипные модификации.

С минералами группы можно встретиться в щелочных обстановках, а именно в агпаитовых породах. В них щелочь доминирует над алюминием (коэффициент агпаитности больше 1).

По кремне-кислотности породы могут быть разные. С минералами можно встретиться в кислых породах с повышенной щелочностью, в основных и ультраосновных. Например, щелочные граниты, сиениты и нефелиновые сиениты. Также наблюдаются минералы в магматических породах как акцессорные минералы. То есть типичны для пегматитов, метасоматитов и гидротермалитов.

В промышленности астрофиллит не используется. Интересны минералы тем, что они реагируют на химизм среды. В структуру могут входить различные редкие элементы, поэтому являются хорошими типоморфными минералами. Также астрофиллит образует агрегаты и используется как минерал концентрационный.

Ленточные силикаты: амфиболы

Структура минералов группы амфиболов:

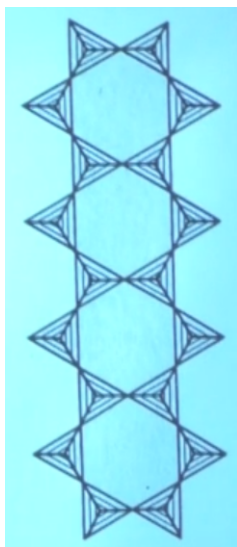


Рис. 7.3. Структура минералов

В основе лежит амфиболова лента, которая образована двумя пироксеновыми цепочками. В результате получается простейшая лента. Период повторяемости состоит из четырех тетраэдров.

В структуре ленты вытянуты вдоль оси C . По отношению друг к другу они располагаются параллельно. В этих полостях лент, которые смотрят вершинами друг к другу, располагаются разнообразные катионные позиции. Рядом располагаются ленты с противоположными позициями. Между ними располагается позиция A – позиция с большим координационным числом.

Можно выделить три позиции, которые представляют собой октаэдры: M_1 , M_2 и M_3 . Координационное число равно 6. Они образуют катионную ленту. Такие катионные ленты располагаются между амфиболовыми лентами, которые смотрят вершинами.

Существует позиция M_4 . Она аналогична позиции M_2 в пироксенах. Это та позиция, которая меняет свою координацию в минерале. То есть катион находится либо в октаэдре, либо в искаженном восьмивершиннике. Позиция располагается на пересечении двух кластеров: в котором ленты смотрят друг на друга и в котором они повернуты противоположно.

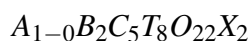
Также есть крупная позиция A . Она располагается между лентами, которые смотрят в противоположную сторону. Координационное число равно 10. Нередко в этой

позиции находится катион, но иногда позиция вакантна.

Структура влияет на свойства амфибола. С одной стороны она влияет на спайность. В минерале присутствуют блоки с прочными связями. По их границам структура легко разрушается. В отличие от пироксенов, такое расположение блоков влияет на угол спайности. Спайность происходит по двум направлениям с углами 124 и 56 градусов. Это связано с тем, что структура разрушается по границам блоков.

Структура ленточная, вытянутая вдоль оси *C*, что влияет на морфологию кристаллов. Встречаются кристаллы призматические, длинопризматические, игольчатые, вплоть до нитевидных.

На данный момент известно более 90 минеральных видов, которые входят в группу амфиболов. Минералы характеризуются общей формулой:



A (позиция *A*) – *Na, K, Ca*, вакантная

B(*M*₄) – *Na, Ca, Mg, Fe²⁺, Li, REE*

C(*M*₁, *M*₂, *M*₃) – *Mg, Fe²⁺, Mn, Al, Ti, Fe³⁺, Cr³⁺*

T – *Si, Al*

X – *F, OH, O, Cl*

Характерно для амфиболов большое содержание калия.

Существует классификация амфиболов (по преобладающему аниону в позиции *X*):

1) (OH, F, Cl)-доминантные

По преобладающим катионам в позиции *B*

- Mg-Fe-Mn амфиболы
- Li амфиболы
- Ca амфиболы
- Na-Ca амфиболы
- Na амфиболы

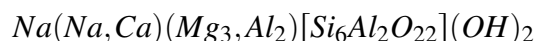
2) O-доминантные

Например, керсутит, феррообертиит и другие

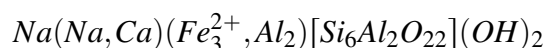
При работе с амфиболами, согласно современному подходу, предлагается выделять корневые названия. Они оригинальны для каждой подгруппы.

Минерал будет получать такое название, если в позиции А находится натрий, в С – магний и алюминий, в тетраэдрической позиции кремний или алюминий, а дополнительный анион – гидроксильная группа. В итоге получается «корневое» название. Если состав будет отличаться, то к «корневому» названию будет добавляться приставка.

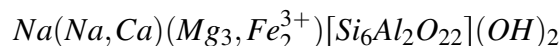
Например:



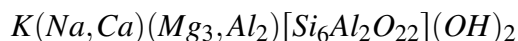
Это тарамит. В теоретической формуле есть натрий и кальций, а значит минерал отнесем к Na-Ca амфиболу. В позиции А находится натрий, в С – магний и алюминий, в тетраэдрической позиции кремний или алюминий, а дополнительный анион – гидроксильная группа. Минерал полностью отвечает требованиям, когда минералу будет даваться «корневое» название.



Это ферротарамит. В позицию С добавилось двухвалентное железо при замене магния.



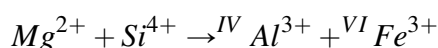
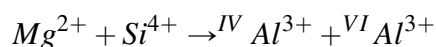
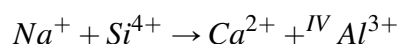
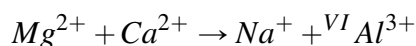
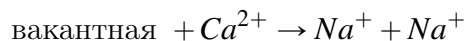
Получаем ферритарамит. В позицию С добавилось трехвалентное железо при замене алюминия.

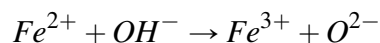


Калийтарамит. В позицию А добавился калий при замене натрия.

В одной подгруппе может быть несколько «корневых» названий.

Элементы легко друг друга замещают и возможны следующие схемы изоморфизма:





Обязательное условие, чтобы суммарный заряд сохранялся. Типичны для минералов данной группы. Можно взять любой простой амфибол и с помощью схем получить различные минералы группы.

Mg-Fe-Mn амфиболы

Является аналогом магнезиально-железистых пироксенов. Можно заметить минералы обеих сингоний: ромбические (ортоамфиболы) и моноклинные (клиноамфиболы).

К минералам подгруппы относят:

1) Ромбические:

- Антофиллит вакантная $Mg_2Mg_5[Si_8O_{22}](OH)_2$
- Ферроантофиллит вакантная $Fe_2^{2+}Fe_5^{2+}[Si_8O_{22}](OH)_2$
- Жедрит вакантная $Mg_2(Mg_3,Al_2)[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$
- Феррожедрит вакантная $Fe_2^{2+}(Fe_3^{2+}Al_2)[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$

2) Моноклинные:

- Куммингтонит вакантная $Mg_2Mg_5[Si_8O_{22}](OH)_2$
- Грюнерит вакантная $Fe_2^{2+}Fe_5^{2+}[Si_8O_{22}](OH)_2$

Между антофиллитом и ферроантофиллитом, а также жедритом и феррожедритом существует ряд твердых растворов. Эти амфиболы можно рассматривать как аналоги пироксенов. Первый – аналог ряда энстатит–ферросилит, а второй – клиноэнстатит–клиноферросилит.

Жедрит – темный минерал. В качестве примесей присутствует железо, но в теоретической форме присутствуют только магний и алюминий.

Ряд твердых растворов может распадаться. Такие минералы представляют декоративный интерес. Известен камень «нууммит». Это агрегат ламеллярного строения. Представляет собой твердый раствор жедрита и феррожедрита.

Антофиллит встречается в мраморах и гидротермально измененных гипербазитах. С антофиллитами и жедритами можно столкнуться в метаморфических породах амфиболитовой фации в качестве породообразующих минералов. То есть при высоких температурах и давлениях. Используются как экзотичные поделочные камни. Куммингтонит и грюнерит встречаются в метаморфических породах, также в железистых кварцитах.

Li амфиболы

Является аналогом магнезиально-железистых пироксенов. Можно заметить минералы обеих сингоний: ромбические (ортоамфиболы) и моноклинные (клиноамфиболы).

К минералам подгруппы относят:

1) Ромбические:

- Холмквастит вакантная $Li_2(Mg_3Al_2)[Si_8O_{22}](OH)_2$

2) Моноклинные:

- Клинохолмквистит вакантная $Li_2(Mg_3Al_2)[Si_8O_{22}](OH)_2$

Составы минералов могут быть разнообразные: различные анионы и катионы в тетраэдрической позиции. В природе встречается холмквастит в большей степени.

Окраски минерал может иметь различные – от серой до черной, голубой, фиолетовой или бесцветной. Поэтому визуально диагностировать кристаллы нельзя. Чаще всего встречается в виде игольчатых, радиально-лучистых агрегатов.

Минералы образуются в контактово-метасоматических процессах, во вмещающих породах, в которых располагаются тела редкометальных пегматитов. При вскрытии системы или действии флюидов, которые покидают такой пегматит, могут образовываться скопления холмквистита. В амфиболах в таком случае может фиксироваться значительная часть лития с месторождения.

Ca амфиболы

Весьма многочисленные. Многие амфиболы являются минералами породообразующими. Сингония только моноклинная. К ним относят:

1) Термолит вакантная $Ca_2Mg_5[Si_8O_{22}](OH)_2$

2) Актинолит вакантная $Ca_2(Mg, Fe)_5[Si_8O_{22}](OH)_2$

3) Ферроактинолит вакантная $Ca_2Fe_5[Si_8O_{22}](OH)_2$

4) Эденит $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$

5) Паргасит $NaCa_2(Mg_4Al)[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$

6) Гастингсит $NaCa_2(Fe_4^{2+}Fe^{3+})[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$

7) Магнезиогастингсит $NaCa_2(Mg_4Fe^{3+})[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$

- 8) Чермакит вакантная $Ca_2(Mg_3Al_2)[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$
- 9) Магнезиогорблендит вакантная $Ca_2(Mg_4Al)[Si_7AlO_{22}](OH)_2$
- 10) Феррогорблендит вакантная $Ca_2(Fe_4^{2+}Al)[Si_7AlO_{22}](OH)_2$

В этих минералах наблюдается в позиции В – кальций. Это позволяет относить минералы к подгруппе кальциевых амфиболов. Также минералы содержат различное отношение кремния в тетраэдрах. Есть минералы с заселением всех тетраэдрических позиций Si, но существуют и такие, в которые входит один или два атома алюминия на теоретическую формулу.

Лекция 8. Амфиболы. Слоистые силикаты

Амфиболы

Са амфиболы

Самыми распространенными считается ряд минералов:

- 1) термолит от вакантная $Ca_2Mg_5[Si_8O_{22}](OH)_2$
до вакантная $Ca_2Mg_{4.5}Fe_{0.5}^{2+}[Si_8O_{22}](OH)_2$
- 2) актинолит от вакантная $Ca_2Mg_{<4.5}Fe_{>0.5}^{2+}[Si_8O_{22}](OH)_2$
до вакантная $Ca_2Mg_{2.5}Fe_{2.5}^{2+}[Si_8O_{22}](OH)_2$
- 3) ферроактинолит от вакантная $Ca_2Mg_{<2.5}Fe_{>2.5}^{2+}[Si_8O_{22}](OH)_2$
до вакантная $Ca_2Fe_5^{2+}[Si_8O_{22}](OH)_2$

Минералы представляют собой ряд твердых растворов от чистого термолита до чистого железистого аналога ферроактинолита.

В ряду можно провести границы, которые разделяют минеральные виды. Состав минералов приведен выше. Если характеризовать состав через магнезиальность, то в термолите можно наблюдать отношение магния к сумме магния и железа более 90%. Поле состава актинолита ограничено большим первоначальным содержанием магния в системе из равного соотношения. По магнезиальности минерал характеризуется диапазоном от 50 до 90%. В ферроактинолите уже будет преобладать железо и значение магнезиальности менее 50%.

Амфиболы данной подгруппы широко распространены, за исключением ферроактинолита. Он образуется в обстановках с небольшими температурами и дефицитом магния, чтобы образовался железодоминантный амфибол.

Минералы имеют разнообразную окраску, которая связана с химическим составом амфиболов. Если речь идет о чистом термолите, то он будет белый, прозрачный. Как только появляются в составе примеси, амфибол приобретает окраску. Наиболее важными ионами хромофорами является двухвалентное железо. С увеличением содержания элемента проявляется зеленая окраска, которая становится более насыщенной. Альтернативой является хром трехвалентный или двухвалентный никель. Если в составе появляется трехвалентное железо, то окраска может быть желтоватая или бурая. Розовую или сиреневатую окраску может вызвать наличие трехвалентного марганца. Кристаллы, которые в составе содержат Mn, получили название «гексагонит».

Формы выделения кристаллов ряда разнообразны. Часто образуют крупные кристаллы. Встречаются также длинопризматические и игольчатые виды, вплоть до нитевидных. Кристаллы могут образовывать агрегаты или асбестоподобные выделения.

Термолит и актинолит встречаются в разнообразных гидротермальных и метасоматических образованиях (скарны, пропилиты и другие), а также в метаморфических толщах (фация зеленых сланцев). Образуются при относительно умеренных температурах и давлениях.

У минералов ряда существует в природе разновидность: «нефрит».

Минерал является плотным, кристаллическим, спутанно-волокнистой разновидностью ряда термолит-актинолит. Если визуально дать оценку свойствам нефрита, то это будут массивные, плотные агрегаты с кристаллической решеткой. Они обладают высокой прочностью и сложной химической формулой. Нередко прочность и вязкость нефрита сравнивают с такими же характеристиками у стали.

Кристаллы образуют в природе индивиды. Они сростаются, прорастая в друг друга. Это придает минералу высокую прочность.

На данный момент нефрит считают ценным поделочным ювелирным камнем.

Окраска нефрита зависит полностью от состава минерала. Чем выше содержание железа, чем будет больше проявлена зеленая окраска. Если этого элемента нет, то нефрит белый или бежевый. Иногда встречается серый, черный цвет кристаллов.

Нефрит известен с неолита. Использовался для создания разнообразных орудий труда и оружия. Применение минерала в этой области связано с высокой прочностью материала. Изделия были долговечны и передавались из поколения в поколение.

В определенные периоды из нефрита делали бляшки, равноценные монетам, которые имели законные хождения во внутреннем рынке. Это было в период нефритовой дипломатии.

Благодаря замечательному звуку, который создавали нефритовые пластинки различного состава, изобретали музыкальные инструменты.

В некоторых месторождениях возможно вкрапление хромшпинелитов в структуру минерала нефрита. Все силикаты в таком случае оказываются преобразованы.

Если рассмотреть другие кальциевые амфиболы:

- 1) Эденит $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$
- 2) Паргасит $NaCa_2(Mg_4Al)[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$

3) Гастингсит $NaCa_2(Fe_4^{2+}Fe^{3+})[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$

4) Керсутит $NaCa_2(Mg_3TiAl)[Si_6Al_2O_{22}]O_2$

Минералы являются широко распространенными, породообразующими. Формируются в магматических горных породах различного состава.

Как можно заменить, в тетраэдрической позиции находится два атома алюминия. Нередко увеличение содержания элемента является функцией температуры. Чем амфибол более высокотемпературный, тем в составе будет больше алюминия.

Существует максимальная температура устойчивости амфиболов, которая установлена в расплавах щелочных базальтов – 1090 С при давлении в 13 кбар. Также определено максимальное давление устойчивости амфиболов, которое установлено в расплаве высокощелочных базальтов – 31,5 кбар при температуре 1030 С.

Система обязательно должна быть водонасыщенной, чтобы образовались эти минералы. Если же условие не выполняется, то в большей вероятности будет образован пироксен.

Визуально минералы нельзя отличить друг от друга. Точная диагностика только при определении химического состава.

Местонахождение амфиболов разнообразно:

- * Паргасит – самый распространенный из магматических амфиболов. Характерен для основных, средних, реже кислых пород (гбброиды, диориты, базальты и другие).
- * Керсутит – типичный минерал базитов повышенной и высокой щелочности. Широко встречается в мантийных щелочных базальтах.
- * Гастингсит – минерал, характерных для гранитоидов.
- * Эденит встречается в разнообразных магматитах с невысоким содержанием щелочей.

При кристаллизации магматических амфиболов возможна замена паргасита на гастингсит и дальнейшее образование эденита.

Рассмотрим еще два кальциевых амфибола:

1) Магнезиогорблендит вакантная $Ca_2(Mg_4Al)[Si_7AlO_{22}](OH)_2$

2) Феррогорблендит вакантная $Ca_2(Fe_4^{2+}Al)[Si_7AlO_{22}](OH)_2$

Их относят к низкотемпературным магматическим и метаморфическим, поздним амфиболам. Достаточно редкие.

Na-Ca амфиболы

Более редкие по сравнению с Ca амфиболами. Сингония только моноклинная. К ним относят:

- 1) Рихтерит $Na(CaNa)Mg_5[Si_8O_{22}](OH)_2$
- 2) Винчит вакантная $(CaNa)Mg_4(Al, Fe^{3+})[Si_8O_{22}](OH)_2$
- 3) Тарамит $Na(NaCa)(Fe^{2+}Mg)_3Al_2[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$

В позиции В присутствуют кальций и натрий, поэтому минералы относят в данной подгруппе.

Минералы характерны для пород с повышенной щелочностью: магматические и метасоматические породы. Рихтерит находится также в лампроитах и кимберлитах.

Na амфиболы

Позиция В заселена только натрием. Сингония только моноклинная. К ним относят:

- 1) Глаукофан вакантная $Na_2(Mg_3Al_2)[Si_8O_{22}](OH)_2$
- 2) Ферроглаукофан вакантная $Na_2(Fe_3^{2+}Al_2)[Si_8O_{22}](OH)_2$
- 3) Рибекит вакантная $Na_2(Fe_3^{2+}Fe_2^{3+})[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$
- 4) Магнезиорибекит вакантная $Na_2(Mg_3Fe_2^{3+})[Si_8O_{22}](OH)_2$
- 5) Экерманнит $NaNa_2(Mg_4Al)[Si_8O_{22}](OH)_2$
- 6) Ферроэкерманнит $NaNa_2(Fe_4^{2+}Al)[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$
- 7) Арфведсонит $NaNa_2(Fe_4^{2+}Fe^{3+})[Si_8O_{22}](OH)_2$
- 8) Магнезиоарфведсонит $NaNa_2(Mg_4Fe^{3+})[Si_8O_{22}](OH)_2$

Минералы известны как породообразующие и имеют петрологическое значение.

В минералах всегда присутствует разновалентное железо, даже если в теоретической формуле оно не обозначено. Магний легко замещается двухвалентным железом, а алюминий – трехвалентным. Этот факт влияет на окраску минералов. Перенос заряда между атомами разновалентного железа вызывает синюю окраску. Также в зависимости от морфологии и содержания железа цвет может быть в диапазоне от голубого до насыщенно-синего. Макрообразцы могут иметь темно-синюю, даже черную окраску.

Наиболее важными, распространенными и породообразующими считаются рибекит и арфведсонит. Встречаются в породах повышенной щелочности: нефелиновые сиениты, сиениты, граниты (магматические породы), а также в щелочных и иногда в гранитных пегматитах, карбонатитах.

Ребекит характерен в основном для железистых кварцитов. Минерал встречается вместе с куммингтанитом и грюнеритом.

Глаукофан – минерал, характерный для низкотемпературных, высокобарных метаморфитов (фашия голубых сланцев). Именно этот минерал окрашивает фашию в голубой цвет.

Асбестовидный глаукофан получил название «родусит», а асбестовый рибекит – «крокидолит». Минералы используются в промышленности. Толщи природные обычно широкие и протяженные. Нередко жилы амфиболов подвергаются титоморфному замещению кварцем. Неполные псевдоморфозы придают синюю окраску, а полные – рыжую. Первый называется «окольный глаз», а второй – «Тигровый глаз». Образовавшиеся минералы широко используются как поделочные камни.

Существуют важнейшие значения амфиболов:

- * Широкораспространенные в земной коре и породообразующие минералы

Встречаются в магматических горных, метасоматитах и метаморфических породах. Устойчивые при действии гидротермальных растворов. Нередко возможно замещение вторичными фазами.

- * Практическое значение минералов

Чаще используются асбестовидные выделения, сложенные амфиболами. Они добываются и используются при производстве огнеупорных и устойчивых для агрессивных обстановок материалов.

В некоторых случаях используют минералы для производства различного вида цементов.

Термолит и актинолит – редкие драгоценные камни.

Нефрит – популярный поделочный камень.

- * Гастингсит – минерал, характерных для гранитоидов.
- * Эденит встречается в разнообразных магматитах с невысоким содержанием щелочей.

Другие лентовные силикаты

Структура амфиболов одна из самых простых. Амфиболова лента – конденсация двух пироксеновых цепочек.

Лента в структуре ксонотлита не сложнее амфиболовой:



Рис. 8.1. Структура ксонотлита

Получается при конденсации двух волластонитовых цепочек с периодом в три тетраэдра.

Встречаются более сложные ленты:

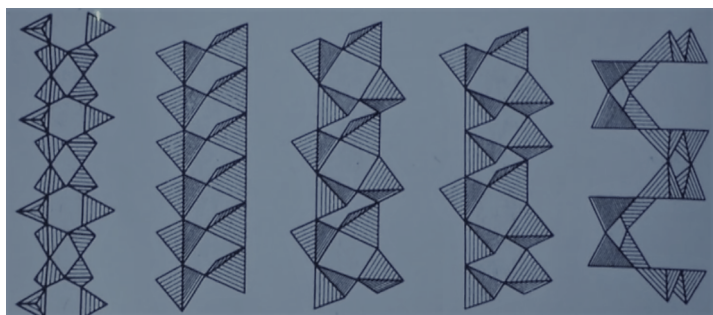


Рис. 8.2. Сложные ленты

Первая цепочка – объединение двух волластонитовых, но с другим характером соединения. Вторая – силлиманитовая лента. Третья и четвертая – совокупность пироксеновых и волластонитовых цепочек. Они называются «виноградовитовая» и «эллипидитовая», соответственно. Последняя – кайсикхитовая лента, построенная на диортогруппах.

Существуют ленты, полученные путем объединения шестерных колец:

Кольца соединяются через мостиковый кислород двух тетраэдров. При этом ленты могут образовывать объемный каркас:

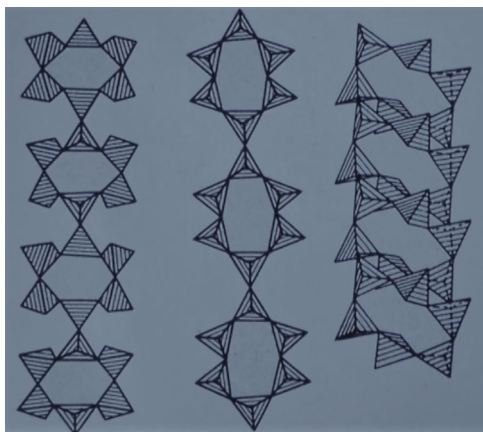


Рис. 8.3. Ленты из шестерных колец

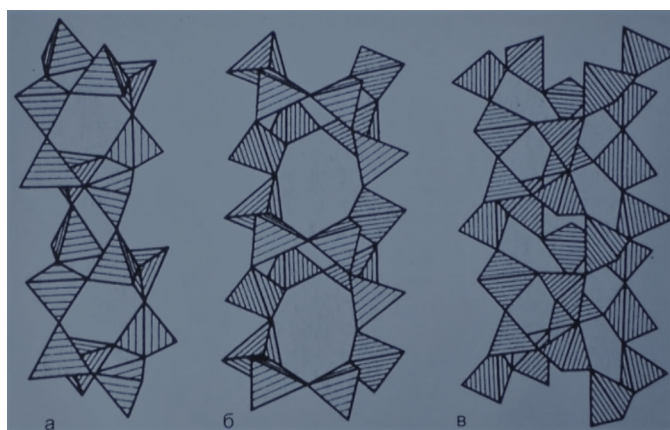
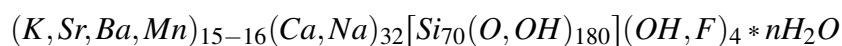


Рис. 8.4. Объемный каркас

Образовались трубчатые ленты, в которых присутствует канал.

Наибольший интерес представляет чароит – это минерал, который имеет сложную порообразную ленточную структуру. Минерал имеет следующую теоретическую формулу:



Минерал представляет собой тонкие игольчатые кристаллы с толщиной не более мкм.

В структуре чароита можно заметить три вида ленточных радикалов: обычная лента и две трубчатые ленты.

Катионы в структуре соединяют ленты друг с другом и располагаются в крупных каналах.

Минерал связан с финитами. То есть с щелочными высокотемпературными породами, которые развиваются на контакте с щелочными толщами. В месторождениях чароит развивается по песчанникам, известнякам. Образуются двухстадийные финиты.

Чароит окрашен ярко. Она связана с наличием в химическом составе марганца (сиреневая или фиолетовая окраска). Если же присутствует примесь железа, то цвет может поменять на коричневый. Наблюдаются шелковистые эффекты, связанные с тоноволокнистым строением чароита.

Минерал может содержать в своем составе и радиоактивные элементы. Например, торий и уран. Это придает кристаллам такое свойство как радиоактивность.

Благодаря своим свойствам чароит является уникальным ювелирным и поделочным камнем.

Слоистые (листовые) силикаты и алюмосиликаты

Это достаточно большой подкласс минералов, широко распространенный в природе и промышленно-значимый.

В слоистых силикатах в тетраэдрической позиции находится только кремний. Но существует подкласс, в которых наравне с кремнием в позициях находится и алюминий.

Важнейшие группы: каолинита-серпентина, талька, пиррофиллита, смектитов, слюд и другие.

Многие минералы являются породобразующими. Самыми распространенными являются слюды: темноцветные, светлоцветные. В земной коре они составляют почти 4% пород.

Иногда встречаются слоистые силикаты в виде крупных кристаллов, крупночешуйчатых агрегатов. Они легко макродиагностируются. Но часто находятся именно тонкодисперсные, землистые агрегаты. Нередко структуры бывают сложные, смешанослойные структуры. Для них макродиагностика становится невозможной. Поэтому для определения состава используют различные инструментальные методы анализа.

Существуют важнейшие значения силикатов:

- * Широкое значение в промышленности

Связано в первую очередь со структурой минералов и формами их выделения.

- Наполнители в бумажной, пластмассовой, резиновой промышленности.

Тальк используется в основном как наполнитель в бумажной промышленности, но и как сорбент для абсорбционных смол и при покрытии бумаги.

Тальк и каолинит используются при производстве бумаги для мелования.

Наполнители при производстве пластмасс и резины. Придают большую жесткость и устойчивость к кислым и агрессивным средам.

- Производство фарфора
- Изоляторы (вермикулит, слюды)
- Огнеупоры (хризотил-асбест, пиррофиллит)
- Технические присыпки для хранения пластиковой или резиновой продукции (тальк)
- Производство косметики (тальк, смектиты)
- Адсорбенты (смектиты, вермикулит)

Также смектиты используются в нефтяной промышленности для очистки продуктов перегонки нефти от различных примесей.

Используются в текстильной промышленности для удаления жиров и масел при изготовлении тканей и для отбеливания.

В пищевой промышленности смектиты используются для очистки воды и пищевых продуктов (вина, соков, растительных масел).

- Сельское хозяйство (вермикулит)

* Медицина

Смектиты применяются для изготовления лекарств. Главным образом как связующее вещество в таблетках и капсулах, а также как сорбент.

Препарат «смекта» – природный смектит. А именно, смектит диоктаэдрический.

* Поделочные материалы.

Используются тальковые и пиррофиллитовые породы. Минералы достаточно мягкие и из них можно вырезать различные изделия.

В слоистых силикатах наблюдается слой, образованный кремний-кислородными тетраэдрами. Эти слои по структуре могут быть разными. Классический слой (простой) образован амфиболовыми лентами или шестерными кольцами из тетраэдров. В таком слое кремний-кислородные тетраэдры смотрят в одну сторону. В качестве структурной единицы выступает кольцо из шести тетраэдров.

В кольцо из шести тетраэдров, только на треть сами тетраэдры принадлежат определенному кольцу. То есть на одно кольцо приходится только два тетраэдра. Из-за того, что каждый тетраэдр соединяется тремя вершинами с тремя другими тетраэдрами, количество кислорода будет 2,5. В итоге получаем на сетку радикал следующего вида: $[Si_2O_5]$.

При работе со слоистыми силикатами можно заметить, что пакеты смещены относительно друг друга. Между ними располагается слой октаэдров. Между пакетами размещаются катионные позиции, которые занимают одновалентный элемент. Благодаря сдвигу появляется угол, характерный для слоистых силикатов. Поэтому для минералов характерна моноклинная структура.

По геометрии сетка бывает разнообразная. Пример самой простой – это сетка, образованная амфиболовыми лентами, где тетраэдры смотрят в одну сторону. Возможна гафрированная и двусторонняя сетка. В некоторых случаях встречаются сетки двусторонние и при этом деформированные. Например, в ангитгорите.

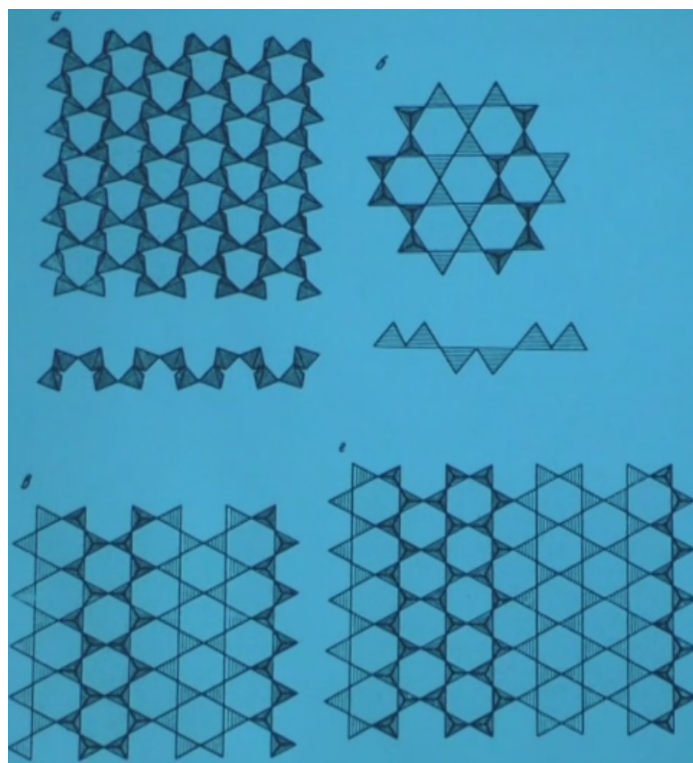


Рис. 8.5. Структура ангитгорита

Встречаются сетки с чередованием шестерных и четверных колец. Например, иохачидолит.

Возможно сочетание однослойных сеток с остовами или кластерами из шестерных

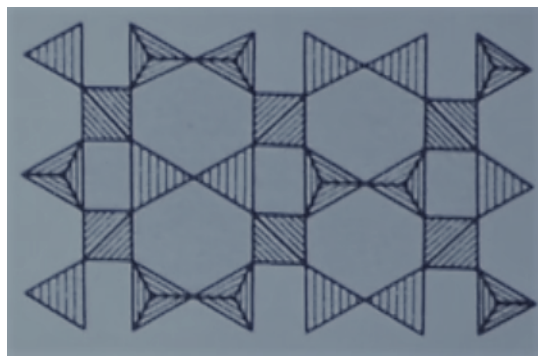


Рис. 8.6. Структура иохачидолита

колец.

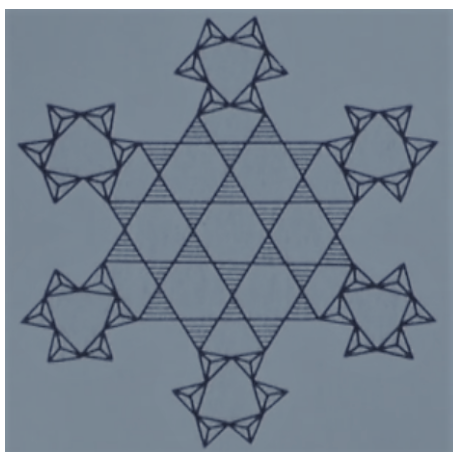


Рис. 8.7. Структура минерала

Большинство минералов, которые входят в слоистые силикаты, имеет простую сетку. Они образованы амфиболовыми лентами и односторонние. Сетки соединяются слоями октаэдров и образуются пакеты.

Пакет, образованный двумя тетраэдрами и слоем октаэдров, наблюдается в серпентине и каолините. Такой пакет не обладает зарядом и не является симметричным.

В тальке и пиррофиллите пакет симметричный. Слой октаэдров с двух сторон связан с парой тетраэдров. Как и в предыдущем случае пакет будет электронейтральным. В межпакетном пространстве ничего не должно находиться.

Слюды отличаются тем, что пакет устроен так же, как и у талька, но он обладает зарядом. Это происходит от того, что четырехвалентный кремний замещается трехвалентным алюминием. Также возможна замена элемента в октаэдрической позиции. Заряд обычно отрицательный, поэтому в межпакетное пространство попадает катион, чаще одновалентный, а именно калий и натрий.

В хлоритах пакет устроен так же, как и у талька, и обладает зарядом. Но в межпакетном пространстве находится слой октаэдров.

Существуют триоктаэдрические и диоктаэдрические слоистые силикаты. Брусит – типичный триоктаэдрический слой (заполнены все октаэдры), а гиббсит – диоктаэдрический слой (заполнено всего две трети).

У минералов, в которых простая сетка из кремний-кислородных тетраэдров, кристаллы будут иметь псевдогексагональный облик. Могут быть различного вида: уплощенные, вытянутые и другие. Благодаря рыхлой структуре, минералы обладают низкой плотностью. Поэтому слоистые агрегаты легкие. Из-за слабой связи между пакетами минералы имеют низкую плотность, твердость, совершенную или почти совершенную спайность. Если заряд повышается, то увеличится твердость и хрупкость.

Для минералов характерно такое свойство, как политипия. За счет малых сил связи между пакетами происходит или сдвиг, или разворот пакетов. А также характерно образование смешанослойных структур различных минералов.

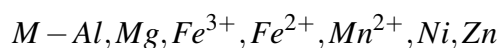
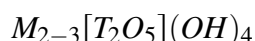
Лекция 9. Двухслойные и трехслойные силикаты.

Слюды

Группа каолита-серпентита

Объединяет ди- и триоктаэдрические силикаты. Поэтому в группу входит более 20 минеральных видов.

Встречается триклинной, моноклинной, ромбической, тригональной и гексагональной сингонии. Общая формула минерала:

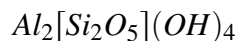


В октаэдрах можно наблюдать как двухвалентные, так и трехвалентные элементы. В тетраэдрах в основном располагается кремний, реже алюминий и железо.

Надгруппа каолита

Каолинит и его структурные модификации относятся к диоктаэдрическим представителям группы.

Каолинит имеет следующую формулу:



Рассмотрим структуру минералов:

На структуре можно заметить слой тетраэдров со слоем октаэдров. Далее образовавшиеся пакеты повторяются. Такая структура считается простой.

Пакеты двойные. Образованы слоем тетраэдров и октаэдров. Также считаются симметричными. Пакеты не заряжены, что свидетельствует из схемы. Связи между пакетами слабые. Именно этот факт доказывает наличие следующих свойств: мягкость, совершенная спайность.

В октаэдрической позиции располагается трехвалентный алюминий. Минералы являются слоистыми силикатами диоктаэдрическими. Не все октаэдрические позиции в слое заселены, то есть один вакантный.

Помимо каолинита, выделяют диккит, накрит и галлуазит. Последний минерал отличается присутствием в межслоевом пространстве воды.

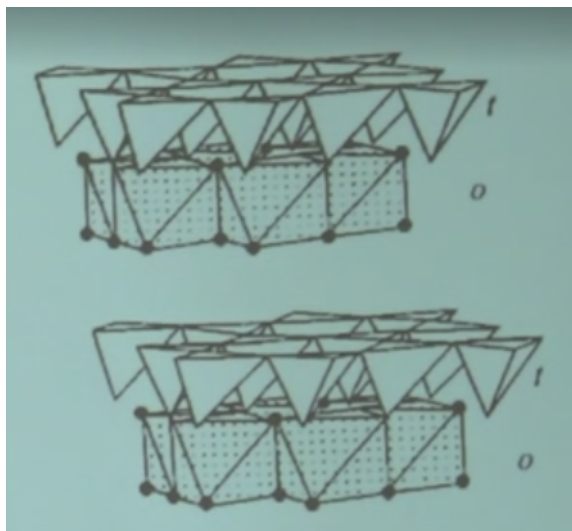
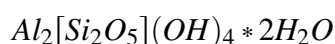


Рис. 9.1. Структура минералов

Формула галлуазита получается следующей:



Минералы считаются типичными глинистыми с характерными формами выделения: тонкодисперсные агрегаты. Кристаллы хорошо можно разглядеть только в электронный и оптический микроскоп.

Каолинит в основном является полигенным минералом. Можно встретиться в аргиллизитах. Является типичным минералом для низкотемпературных гидротермальных соматитов. Образуется в определенном диапазоне кислотности (pH) и температур.

В аргиллизитах формирует разнообразные гнезда, частично замещает минералы и образует псевдоморфозы.

Характерен для кор выветривания, то есть наблюдается в гранитах, сиенитах, гнейсах, сланцах и в других породах. Наиболее благоприятные условия – кислая среда, интенсивное выщелачивание и дренаж. Как осадочный минерал, образуется в местах с прибрежно-морскими осадками и осадками континентальных бассейнов. То есть является типичным глинистым минералом. Также может встречаться в составе почв.

Каолинит – основной компонент многих глин. Белые глины состоящие преимущественно из каолинита – каолин.

Диккит встречается в гидротермальных минералах. Характерен для аргиллизитов и вторичных кварцитов. Реже встречается в осадочных породах.

Накрит редкий, гидротермальный минерал. Является наиболее высокотемпературным минералом подгруппы. Образует видимые глазом кристаллы.

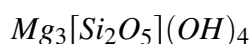
При нагревании до 500-600 °C происходит потеря воды. В результате минералы превращаются в силлиманит или кианит, при дальнейшем нагревании могут образоваться кристаллы муллита. Вода, которая высвобождается из минералов, образует гидротермальные растворы, которые могут порождать минерализацию других пород.

Надгруппа серпентита

Минералы подгруппы серпентита относятся к триоктаэдрическим представителям группы. Все октаэдрические позиции заселены двухвалентным магнием или никелем.

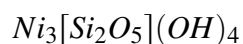
В подгруппу входят минералы магния и никеля.

Существует минерал состава:



Полиморфы: антигорит, лизардит и хризотил. Это полиморфные модификации, поэтому имеют структурные отличия друг от друга.

Также в природе находятся минералы состава:



Полиморфы: непуит (аналог лизардита), пекораит (аналог хризотила).

Минералы распространены в природе. Магнезиальные представители подгруппы замещают более ранние минералы магния. Нередко замещение происходит псевдоморфно.

Существуют следующие разновидности серпентина:

1) Бастит

Псевдоморфозы по пироксену

2) Серпофит

Плотный скрытокристаллический

3) Керолит

Почти аморфный

4) Гарниерит

Смесь слоистых силикатов с преобладанием непуита.

Особенность структуры заключается в том, что тетраэдрические и октаэдрические слои не соразмерны в пакете. В зависимости от этого появляются различные структуры одного и того же соединения.

Лизардит сохраняет слоистую структуру, пакеты плоские и не деформированы. Формируются при деформации тетраэдрического и октаэдрического слоев. Атомы смещаются относительно своих идеальных позиций. В результате слои подстаиваются друг под друга.

В хризотиле и антигорите слои не подстаиваются друг под друга и не соразмерны. В результате образуются иные структуры. В случае хризотила структура спиралевидная или кольцевая. Поэтому в природе встречается в виде волокнистых агрегатов. В антигорите слой становится двойным и гафрированным с разрывом октаэдрического слоя. С этим связаны особенности химического состава антигорита. Формула не стехиометрична, то есть наблюдается дефицит магния и гидроксогруппы.

Магнезиальные представители широко распространены. Формируются в гидротермальных изменениях ультраосновных пород. Нередко образуются при гидротермальных изменениях карбонатных пород. Также возможно образование кор выветривания гипербазитов.

Хризотил – ценный жаропрочный материал. Но из-за того, что может вызывать рак легких, на данный момент минерал используется реже, чем раньше.

Трехслойные силикаты и алюмосиликаты

К представителям группы относят следующие минералы, которые являются триоктаэдрическими трехслойными:

- Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$
- Миннесотаит $(Fe, Mg)_3[Si_4O_{10}](OH)_2$
- Уиллемсеит $(Ni, Mg)_3[Si_4O_{10}](OH)_2$

Существуют минералы, которые являются диоктаэдрическими трехслойными:

- Пирофиллит $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$
- Феррипирофиллит $Fe_2[Si_4O_{10}](OH)_2$

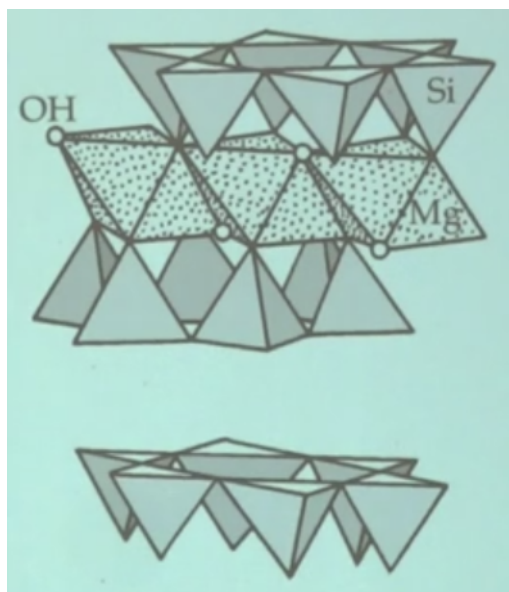


Рис. 9.2. Структура трехслойного пакета

Структура трехслойного пакета имеет следующий вид:

В пакет входит два слоя тетраэдров, соединенных слоем октаэдров. Пакет симметричный. Но, как и для пакетов группы каолита-серпентита, является электро-нейтральным. Связи между пакетами слабые. Именно этот факт доказывает наличие следующих свойств: мягкость, твердость равна 1 по шкале Мооса – совершенная спайность.

Иногда встречаются хорошо сформированные кристаллы, но это редкость. Встречаются радиально-лучистые агрегаты. Чаще всего это сплошные, тонкочешуйчатые массы. Могут образовывать псевдоморфозы по магнезиальным минералам.

Наиболее распространены в природе тальк и пиррофиллит. Могут образоваться в следующих процессах:

1) Тальк

- Гидротермальные изменения гипербазитов
- Гидротермальные изменения карбонатных магнезиальных толщ
- Метаморфические образования

2) Пиррофиллит

- Гидротермальные изменения кислых пород, вторичные кварциты
- Метаморфические образования

Смектиты

Занимают промежуточное положение между минералами, которые в структуре имеют трехслойный незаряженный пакет, и слюдами. В слюдах тоже есть трехслойный пакет, но он заряжен.

В структуре смектитов

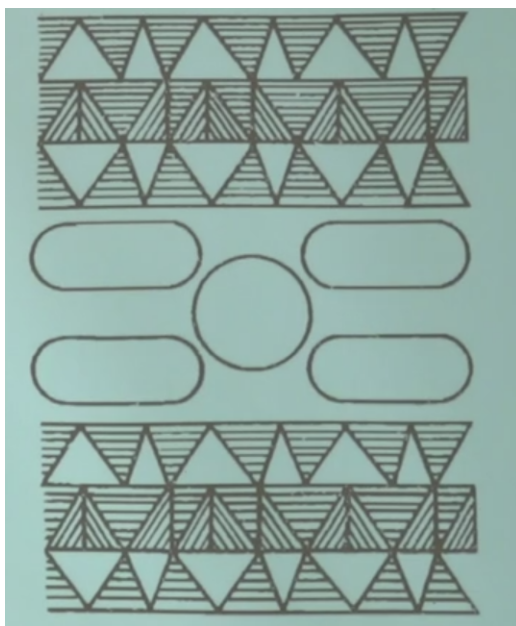


Рис. 9.3. Структура смектита

В межпакетном пространстве может находиться межпакетный катион. Но их количество невелико, по сравнению со слюдами. Также могут присутствовать молекулы воды. Катионы могут фиксироваться благодаря заряду, который приобретает пакетом.

Зарядка пакета происходит за счет того, что в тетраэдрическую позицию может входить вместо четырехвалентного кремния трехвалентный элемент. Также можно заместить трехвалентный элемент в октаэдрической позиции на двухвалентный.

Количество межпакетных катионов невелико. Обычно не больше, чем до 0,3 на формулу. В слюдах же наблюдается один атом на формулу.

Несмотря на то, что пакет заряжен, заряд незначительный. Количество межпакетных катионов небольшое. Поэтому пакеты, в отличие от слюд, связаны друг с другом слабо. Существуют следствия:

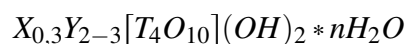
- Внутрикристаллическое набухание в воде (увеличение в объеме до 10 раз) и во многих органических жидкостях. Это связано с тем, что жидкость впитывается в

межпакетное пространство.

- Хорошо выраженные ионообменные свойства. Межпакетный катион фиксируется слабо, поэтому легко может замещаться или удаляться из структуры.

Если смектит не содержит в межпакетном пространстве воду, то минимальное межпакетное расстояние составляет 9,5 ангстрем. Если добавляется один слой воды, то расстояние увеличивается до 12,5 ангстрем. А если внедряется два слоя, то увеличение происходит до 15,5 ангстрем. Таким образом, при увеличении количества слоев в межпакетном пространстве увеличивается расстояние. Если расстояние соизмеримо с размерами их выделения, то минералы переходят в коллоидное состояние.

Общая формула минералов данного вида:



$X - Ca, Na$ (обменные катионы)

$Y - Al, Cr, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+}, Ni$

$T - Si, Al$

К смектитам относят следующие минералы, которые являются диоктаэдрическими (самые распространенные):

- Бейделлит $(0,5Ca, Na)_xAl_2[(Si_{4-x}Al_x)O_{10}](OH)_2 * nH_2O$
- Волконскоит $Ca_{0,5x}(Cr^{3+}, Fe^{3+})_2[(Si_{4-x}Al_x)O_{10}](OH)_2 * 4H_2O$
- Нонтронит $Na_xFe_2^{3+}[(Si_{4-x}Al_x)O_{10}](OH)_2 * nH_2O$
- Монтмориллонит $(0,5Ca, Na)_x(Al_{2-x}Mg_x)[Si_4O_{10}](OH)_2 * nH_2O$

Также существуют минералы, которые являются триоктаэдрическими:

- Сапонит $(0,5Ca, Na)_x(Mg, Fe^{2+})_3[(Si_{4-x}Al_x)O_{10}](OH)_2 * 4H_2O$

Заряд у пакета приобретается за счет того, что кремний замещается алюминием в тетраэдрической позиции.

Структурные формулы смектитов можно получать из структуры талька или профиллита заменой в тетраэдрических или октаэдрических позициях.

Минералы данной группы имеют следующие особенности. Кристаллы представляют собой тонкочешуйчатые агрегаты, микрокристаллы. При макродиагностике

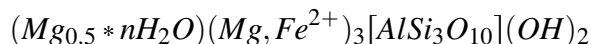
нельзя определить кристаллы смектитов. В основе современной диагностики лежит свойство минералов – разбухание за счет впитывания этиленгликоля или глицерина.

Минералы в основном формируются в глинистых минералах. Формируются при значениях pH выше, чем для каолинитов. То есть в квазинейтральных условиях (pH = 7). При контакте с водой образуют пластичные массы.

- Отложение из низкотемпературных гидротермальных растворов, гидротермальное изменение пород (аргиллизация);
- Изменение вулканических стекол и туфов под воздействием морской воды;
- Коры выветривания, зоны окисления сульфидных месторождений;
- Минералы почв;
- Осадочные толщи (глины).

Как типичные глинистые минералы, при метаморфизме неустойчивы и переходят в хлориты, тальк, профиллиты и слюды с выделением избыточной воды. Вода превращается в гидротермальные растворы метаморфогенного генезиса.

В современной классификации к смектитам теперь относят минерал вермикулит.



Минерал является триоктаэдрическим трехслойным, заряженным. Что соответствует структуре смектитов. В межпакетное пространство входит пол атома магния и большое количество воды.

Минерал обладает свойствами смектитов: легко теряет воду при нагреве, является отличным природным ионообменником.

Формирование связано с выветриванием таких слюд, как биотит и флогопит. Происходит замещение и деформирование минералов вермикулитом.

Явления расщепления вермикулита при нагреве до 900-1000 градусов и увеличения в объеме типичны для минерала. Связано с тем, что вода покидает структуру и происходит образование «гармошки». При этом падает плотность минерала, плавают на поверхности воды.

Вермикулит считается ценнейшим полезным ископаемым. Можно использовать как наполнитель. Минерал легкий, кислотоустойчивый, диэлектрик. Также возможно использование как звуко-, электро- и теплоизолятор. Сейчас вермикулит используется как сорбент. Минерал хорошо поглощает вещества из газовой и жидкой фазы.

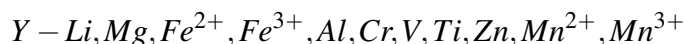
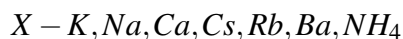
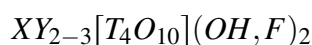
Широко применяется в сельском хозяйстве для улучшения структуры почв. Минерал задерживает воду и «отдает» растениям. За счет ионообменных свойств вермикулит способен удерживать ионы калия, магния и другие важные элементы удобрений.

Группа слюд

В группу входит более 40 минеральных видов.

У минералов наблюдается трехслойный пакет. В октаэдрической позиции находятся двух- и трехвалентные элементы, но могут быть и одновалентные, например, литий.

Общая формула минералов данной группы:



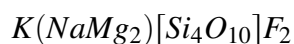
В межпакетное пространство входит межпакетный катион за счет того, что пакет заряжен. Появление заряда так же происходит, как и в смектитах. В тетраэдрической позиции возможна замена четырехвалентного кремния на трехвалентный алюминий, а в октаэдрической трехвалентный элемент – двухвалентным. За счет такой замены в межпакетное пространство входят катионы.

Структуру слюды можно изобразить следующим образом:

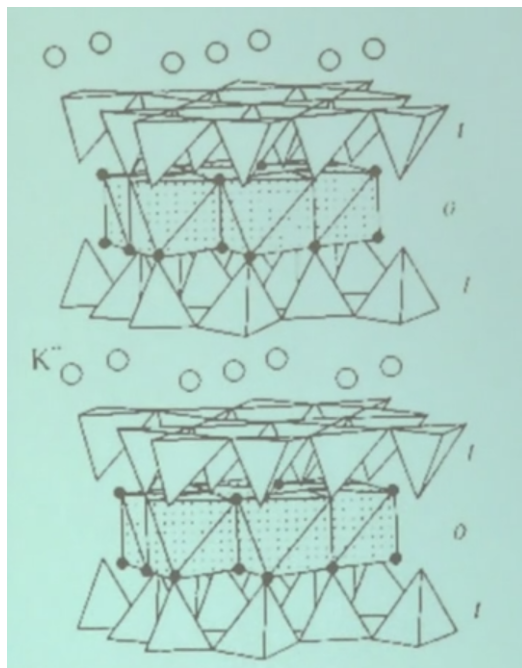
Пакеты симметричные. Состоят из слоев тетраэдров, между которыми слой октаэдров. Между пакетами чаще всего находится калий, так как его радиус оптимально подходит межпакетному расстоянию.

Характерно образование смешанно-слоистых структур. Как и все слоистые силикаты, слюды бывают ди- и триоктаэдрические в зависимости от заселения октаэдрической позиции.

Существуют минералы исключения, в которых одновалентный катион находится не в межпакетном пространстве, а в октаэдре. Например, широкшинит.



Это единственный минерал слюд с расположением натрия не в межпакетном пространстве. Встречается в природе редко.



Существует классификация слюд на собственно слюды и хрупкие слюды. Отличие состоит в межпакетном катионе. В обычных слюдах катионом является одновалентный элемент (натрий, калий и другие). В хрупких же располагается двухвалентный катион. Чаще всего это кальций или барий. Пакет приобретает больший отрицательный заряд. Связи между пакетами становятся более прочными. Поэтому твердость слюд повышается. При механических воздействиях минерал будет разрушаться. Существует третья подгруппа – слюды с дефицитом межпакетных катионов.

К триоктаэдрическим слюдам Mg-Fe относят:

- Биотит – название слюд с промежуточным составом между флогопитом и аннитом.

- Тетраферрианнит $KFe_3^{2+}[Fe^{3+}Si_3O_{10}](OH, F)_2$
- Тетраферрифлогопит $KMg_3[Fe^{3+}Si_3O_{10}](OH, F)_2$
- Сидерофиллит $KFe_2^{2+}Al[Al_2Si_2O_{10}](OH, F)_2$

Самыми распространенными являются минералы ряда флогопит–аннит. Нередко образуют крупные, черные кристаллы. Проявляют зональное строение.

Со слюдами флогопитового ряда сталкиваемся в магматических породах. Является распространенным породообразующим минералом. Формируются в средах с разным химизмом. Типичен для ультраосновных и щелочных пород. Например, в магнезиальных скарнах, карбонатитах, метасоматитах грейзеновой формации в серпентинитах, мраморах и кальцифирах.

Биотит типичен для сиенитов, диоритов и гранитов. Встречается в гранитных пегматитах, присутствует в метасоматитах и метаморфических породах.

Часто образуются крупные кристаллы.

Если рассматривать состав слюд флогопит–аннит, то он будет информативен для определения генезиса и самих пород. Наиболее ранние слюды обогащены магнием, с понижением температуры кристаллизации среды, она обогащается железом. С большим уменьшением возможно присутствие марганца или цинка.

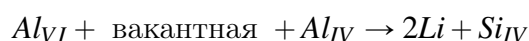
Магматические и метаморфические минералы ряда флогопит–аннит можно различить по внешнему виду и составу. В магматических условиях присутствует большое содержание титана. Элемент влияет обычно на окраску. Минерал приобретает коричневатый цвет. Метасоматические минералы имеют зеленые окраски. В пегматитах и грейзеновых фармациях встречается значительная примесь фтора.

Высокотемпературным слюдам характерны политип 2M1, а более низкотемпературным – политип 1M.

К триоктаэдрическим слюдам Li относят:

- Трилитионит $KLi_{1,5}Al_{1,5}[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$
- Полилитионит $KLi_2Al[Si_4O_{10}](OH, F)_2$

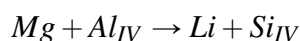
Составы этих слюд можно вывести из формулы мусковита с помощью схем изоморфного замещения:



Лепидолит – название серии трилитионит-полилитионит.

- Тайниолит $KLiMg_2[Si_4O_{10}](OH, F)_2$

Состав слюды можно вывести из формулы флогопита с помощью схемы изоморфного замещения:



- Циннвальдит $K(LiFeAl)[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$

Минералы лития достаточно разнообразны. Некоторые минералы широко распространены и не являются редкими. Слюды являются главными концентраторами лития в земной коре. Катион входит в октаэдрическую позицию в структуре минерала наряду с магнием, алюминием и железом. Важное отличие в том, что литий находится не в межпакетном пространстве. Существуют минералы, в которых заселение литием происходит как упорядоченно, так и разупорядоченно.

Лепидолит – минерал серии трилитоинит-полилитоинит. Самый распространенный из триоктаэдрических слюд лития. Чаще всего встречается в гранитных пегматитах. Характерна ассоциация с другими минералами лития: турмалином, пироксеном, ниобатами и другими. Ученые находят совместно с ассоциациями лития цезиевые фазы.

Реальный состав лепидолита сложен. Возможно содержание примесей рубидия, цезия, железа и марганца в октаэдрической позиции, в анионной – фтор. Известно, что марганец может окрашивать минерал в розовые и сиреневые оттенки.

Лепидолит является важным промышленным источником лития. Из межпакетного пространства можно извлекать рубидий и цезий.

В некоторых случаях лепидолит образует большие скопления, что справедливо для редкометальных пегматитов. Также встречается в гранитных пегматитах. Формируется как один из поздних минералов, образуя крупные кристаллы и щетки. Но в них уже находится меньшее содержание лития, и минералы не имеют промышленного значения. Также минерал встречается и в альбитизированных гранитах и грейзенах.

Рассмотрим цинвальдит:



В современной классификации минерал рассматривают как промежуточный по составу в ряду сидерофиллит–полилитоинит.

Слюда в своем составе содержит меньшее количество лития и она содержит железо. В реальных составах, в отличие от теоретической формулы, железо развалентное. Именно этот элемент придает минералу от черно- и зелено-коричневой до бледно-золотисто-коричневой окраски.

Образуется минерал в тех месторождениях, где лития меньше. Обычно не образует ассоциации с другими минералами, что отличает минерал от других слюд.

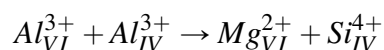
Встречается в гранитных пегматитах. Является главным, более распространенным минералом лития в редкометальных литий-фтористых гранитах и апогранитах.

Типичным месторождением кристаллов являются грейзеновые формации, а также рудные жилы с касситеритом, бериллом, вольфрамитом, турмалином и топазом.

К диоктаэдрическим слюдам относят:

- Мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$
- Роскоэлит $KV_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$
- Хромфиллит $KCr_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$
- Парагонит $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$

Составы этих слюд можно вывести с помощью схемы изоморфного замещения:



- Алюмоселадонит $K(AlMg)[Si_4O_{10}](OH, F)_2$
- Селадонит $K(Fe^{3+}Mg)[Si_4O_{10}](OH, F)_2$
- Ферроселадонит $K(Fe^{2+}Fe^{3+})[Si_4O_{10}](OH, F)_2$

Фенгит – слюды промежуточные по составу между мусковитом и селадонитом (алюмоселадонитом) с составом $KAl_{2-x}(Fe^{3+}Mg)_x[Al_{1-x}Si_{3+x}O_{10}](OH, F)_2$

Минералы ряда селадонит являются в чистом виде силикатами. В теоретической формуле в тетраэдрической позиции присутствует только кремний. Пакет приобретает заряд за счет заряда именно октаэдрической позиции. Поэтому минералы относят к слюдам, а не силикатам.

Наибольшее распространение в природе имеет мусковит.

Название минерал получил от старого итальянского названия московского княжества – «Моска». Минерал в зависимости от состава имеет различные формы и окраску. Поэтому выделяют следующие разновидности: морфологическую – серицит и по составу – фуксит. Фуксит имеет зеленую окраску, что создается наличием в составе хрома.

Реальный состав минерала может быть разнообразен. В межпакетное пространство могут входить рубидий и цезий. Литий наблюдается в октаэдрической позиции.

Нередко в октаэдрической позиции видна примесь марганца, что придает розовую или фиолетовую окраску.

В природе встречаются бочонковидные или таблитчатые кристаллы, двойники, тонкочешуйчатые и скрытокристаллические агрегаты, псевдоморфозы по различным силикатам. Кристаллы могут иметь различную окраску: серая, бежевая, желтая и зеленая. Поэтому визуально спутать минерал можно с любым другим.

Мусковит – типичный породообразующий минерал. Характерен для пород кислого состава, гранитов и гранитных пегматитов, метасоматитов (грейзены, березиты, листвениты), метаморфических пород.

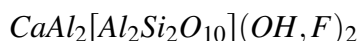
Встречаются различные полиптипы мусковита. Наиболее распространенный и энергетически устойчивый – 2М1. Формируется при достаточно высокотемпературных условиях в гранитах, грейзенах и пегматитах. Полиптип 1М характерен для относительно низкотемпературных образований. Таких, как метаморфические породы низких степеней метаморфизма, околорудные изменения гидротермальных сульфидных месторождений. Также установлены полиптипы 2М2 и 3Т.

Другие минералы характерны для фаций низкоградного метаморфизма.

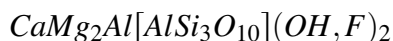
Подгруппа хрупких слюд

Отличие от других слюд состоит в межпакетном катионе. В хрупких располагается двухвалентный катион. Чаще всего это кальций или барий. Пакет приобретает больший отрицательный заряд. Связи между пакетами становятся более прочными. Поэтому твердость слюд повышается (до 4,5 по шкале Мооса) и минералы становятся более хрупкими. При механических воздействиях минерал будет разрушаться.

- Маргарит (диоктаэдрическая слюда)



- Клинтонит (триоктаэдрическая слюда)

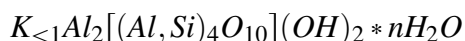


Минералы редкие. Можно встретить в метасоматических и метаморфических месторождениях.

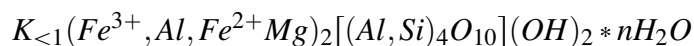
Подгруппа слюд с дефицитом межслоевых катионов

В данную подгруппу относят минералы:

- Серия иллита



- Серия глауконита



В этих минералах межпакетный катион находится в количестве меньше, чем один атом на формулу.

Минералы широко распространены в природе. Слюды из серии иллита характерны для глин. Типичные глинистые минералы, образуются при гипергенном изменении мусковита. Встречается в виде чрезвычайно тонкозернистых агрегатов.

Глаукониты – мелкочешуйчатые, почковидные, землистые минералы. Характерны для почв, осадочных пород, иногда и кор выветривания.

Отлагаясь в морских бассейнах фиксируют калий. Это приводит к значительному доминированию натрия над калием в водах.

Лекция 10. Слюды

Группа хлорита

Распространенные минералы. Представители слоистых алюмосиликатов.

Структура минералов выглядит следующим образом:

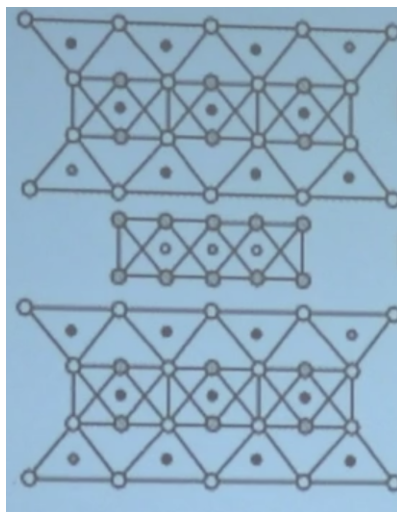
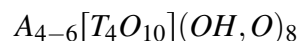


Рис. 10.1. Структура минералов

Они имеют симметричный трехслойный пакет, образованный двумя слоями тетраэдров и слоем октаэдров. Особенность хлоритов заключается в том, что между двумя пакетами располагается слой октаэдров.

Иногда структуру хлоритов называют слоистым четырехслойным. Пакет заряжен, поэтому и межпакетный октаэдрический слой должен быть заряжен. В структуре происходит одновременное замещение в октаэдрическом и тетраэдрическом слоях. В целом структура получается электронейтральной.

Общую формулу минералов данной группы можно записать следующим образом:



Основными катионами, входящими в октаэдрическую позицию в структуре хлорита и в межслоевой сложный катион, являются магний, железо и алюминий. В меньшей степени это *Cr, Ni, Mn, Zn, V, Cu, Li*. Тетраэдрические позиции занимают кремний, алюминий, реже трехвалентное железо и бор. Гидроксогруппа может замещаться иногда фтором.

Хлориты широко распространены в природе. Существуют различные попытки классифицировать минералы группы хлорита.

1) Классификация Хейя (Hey, 1954)

Используется для классификации триоктаэдрических хлоритов. То есть для тех минералов, в которых все октаэдры в пакете и в межпакетном пространстве заселены.

* Все хлориты по содержанию Fe_2O_3 разделяются на 2 группы: неокисленные (< 4% по массе) и окисленные (> 4% по массе). Но такая граница является условной.

* Внутри каждой группы в зависимости от содержания кремния и коэффициента железистости выделяют следующие разновидности окисленных хлоритов:

- тюрингит (Si - 2-2,8);
- шамозит (Si - 2,8-3,1);
- длессит (Si - 3,1-4).

Неокисленные хлориды:

- корундофилит;
- псевдотюрингит;
- шериданит и рипидолит;
- клинохлор, пикнохлорит и бруксвит;
- пеннин и талькхлорит;
- диабантит.

2) Классификация Фостера (Foster, 1962)

Используется для классификации триоктаэдрических хлоритов.

В основу легло ионное замещение двухвалентного железа на магний и алюминий на совокупность магния и кремния.

Разновидности выделяют в соответствии с содержанием кремния и коэффициента железистости.

- шериданит;
- рипидолит;
- тюрингит;
- клинохлор, бруксвит и шамозит;
- пеннин;

- диабантит.

3) На данный момент вместо приведенной выше классификации используют иное разделение хлоритов. Одним из важных факторов считают характер заселения октаэдрических позиций.

- триоктаэдрические

Оба октаэдрических слоя являются триоктаэдрическими. В природе их большинство.

- диоктаэдрические

Оба слоя диоктаэдрические.

- ди-триоктаэдрические

Диоктаэдрический слой в трехслойном пакете и триоктаэдрический в межслоевом пространстве.

- три-диоктаэдрический

Триоктаэдрический слой в трехслойном пакете и диоктаэдрический в межслоевом пространстве. Известно, что в природе таких минералов не существует.

4) Классификация Wiwiora и Weiss (1990)

В зависимости от заселения позиций самыми распространенными считаются триоктаэдрические хлориты. Оба октаэдрических слоя являются триоктаэдрическими.

- Клинохлор $(Mg_5Al)[AlSi_3O_{10}](OH)_8$
- Шамозит $(Fe^{2+}_5Al)[AlSi_3O_{10}](OH)_8$
- Нимит $(Ni_5Al)[AlSi_3O_{10}](OH)_8$
- Пеннантит $(Mn_5Al)[AlSi_3O_{10}](OH)_8$
- Бейлихлор $(Zn_5Al)[AlSi_3O_{10}](OH)_8$

Между минералами клинохлором и шамозитом образуется ряд твердых растворов. Если в минерале будет доминировать содержание магния, то его будут называть клинохлором, а если железо – шамозитом.

Если в клинохлоре будет присутствовать хром в качестве примеси, то минерал будет приобретать розовую окраску.

В природе можно встретить диоктаэдрические хлориты. Оба октаэдрических слоя являются диоктаэдрическими.

- Донбассит $Al_{4,33}[AlSi_3O_{10}](OH)_8$
 $(Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 * Al_{2,33}(OH)_6)$

Также можно обнаружить ди-триоктаэдрические хлориты. Оба октаэдрических слоя являются диоктаэдрическими. Диоктаэдрический слой в трехслойном пакете и триоктаэдрический в межслоевом пространстве.

- Кукеит $LiAl_4[AlSi_3O_{10}](OH)_8$
- Судоит $(Mg, Fe^{2+})_2Al_3[AlSi_3O_{10}](OH)_8$

Хлориты считаются распространенными минералами. Формируются в самых разнообразных процессах минералообразования. В природе чаще всего встречаются минералы клинохлор-шамозитового ряда. Образуются при средне-низкотемпературном гидротермальном изменении пород и в метаморфических хлоритовых сланцах. Можно обнаружить в ультраосновных и основных породах.

Пеннантит – гидротермальные изменения минералов месторождений марганца. Нимит – гидротермально-измененные никеленосные серпентиниты. Бейлихлор можно обнаружить в преобразованных скарновых цинк-содержащих руд. Кукиит более поздний минерал. Образуется в результате изменения литиевых минералов гранитных пегматитов и гидротермальных жил.

Слоистые силикаты со сложными сетками

1) Датолит $Ca_2Si_2B_2O_8(OH)_2$

Минерал представляет собой боросиликат кальция, то есть в тетраэдрической позиции на ряду с кремнием находится бор. Формально, считают минерал островным силикатом.

В отличие от других минералов слоистых силикатов, сетка выглядит следующим образом:

Подобную сетку образуют тетраэдры кремния и бора. Тетраэдры чередуются с восьмивершинниками, заселенными кальцием.

Структура не влияет на морфологию и свойства минералов. Не наблюдается совершенной спайности.

Аналогом датолита считают гадолинит-(Y). Формула минерала: $Y_2FeBe_2Si_2O_8$.

2) Пронет $Ca_2Al[AlSi_3O_{10}](OH)_2$

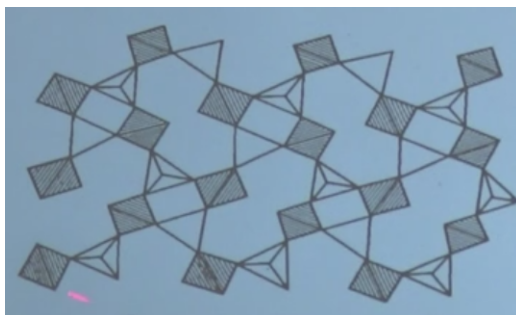


Рис. 10.2. Сетка

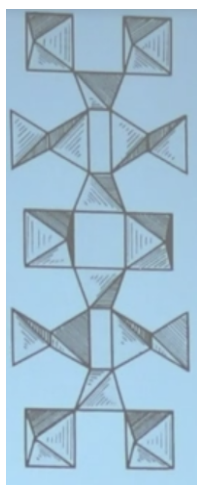


Рис. 10.3. Структура минералов

В структуре выделяют «трехэтажные» слои.

«Двухэтажный» слой кремний-кислородных тетраэдров соединяется октаэдрами, которые заселены алюминием. В структуре находятся относительно большие пустоты, в которых могут располагаться более крупные катионы. В случае пренита это кальций. Формально структуру считают слоистой. Из-за образовавшихся крупных пустот с координационным числом 7, структуру можно также считать субкаркасной.

Пренит не проявляет свойств, которые характерны слоистым силикатам. Присутствует спайность, но не ярко выражена. Характерен для низкотемпературных гидротермальных процессов. Может образовываться при низкоградном метаморфизме.

Если в природе состав минерала близок к теоретической формуле, то кристаллы прозрачные или белые. Если же алюминий в октаэдрах замещается на железо, то минерал приобретает слабо-зеленую окраску.

3) Апофиллит

В ряд апофиллита входит несколько минералов, которые различаются по преобладающему дополнительному аниону или катиону:

- Фторапофиллит $KCa_4[Si_4O_{10}]_2(F, OH) \cdot 8H_2O$
- Гидроксиапофиллит $KCa_4[Si_4O_{10}]_2(OH, F) \cdot 8H_2O$
- Натроапофиллит $NaCa_4[Si_4O_{10}]_2F \cdot 8H_2O$

В основе структуры лежат слои из четверных колец, между которыми располагаются кальций с координационным числом 7, калий - 8, фтор и кристаллизационная вода.

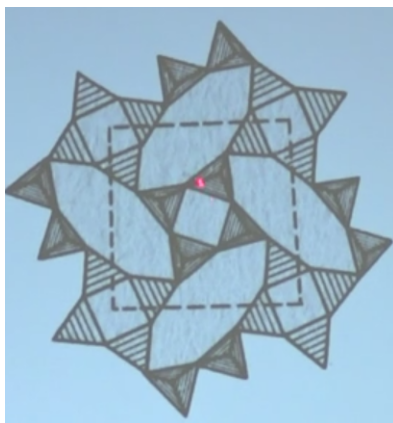


Рис. 10.4. Структура

Слои получаются двухсторонние с вершинами в разные стороны. Вода не прочно держится в структуре и может удалиться при нагревании минерала выше 200 градусов.

Минералы типичны для низкоградного метаморфизма.

Каркасные алюмосиликаты

Минералы с каркасной структурой являются примером силикатов. В тетраэдрах присутствует только кремний. Минералы относят к семейству кремнеземов (кварц, тридимит, кристобалит, коэлит). В них кремний располагается в центре тетраэдра. Например, существуют минералы, в которых Si находится в центре всех тетраэдров каркасов. Валентность ионов кислорода оказывается полностью скомпенсированной.

Мотив может быть разный. Но все структуры каркасные. Все атомы кислорода, располагающиеся в вершинах тетраэдров, являются мостиковыми.

Минералы α -кварц, тридимит и кристобалит можно рассматривать как каркасные истинные силикаты. Остальные следует отнести к алюмосиликатам, борсиликатам и другим. Это связано с тем, что истинные силикаты электронейтральны. Нет возможности вхождения в полости каркаса дополнительных ионов. Но как только происходит замена четырехвалентного кремния на трехвалентные катионы, то каркас приобретает заряд. Появляется возможность вхождения в каркас дополнительных внекаркасных катионов. В качестве ионов-компенсаторов в его пустоты могут входить крупные катионы, например, калий, натрий, кальций и другие.

Например, к каркасным алюмосиликатам можно отнести:

- * Альбит $Na[AlSi_3O_8]$
- * Микроклин $K[AlSi_3O_8]$
- * Анортит $Ca[Al_2Si_2O_8]$
- * Мариалит $3Na[AlSi_3O_8] * NaCl$
- * Вишневит $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](SO_4) * 2H_2O$

Каркасные алюмосиликаты по плотности каркаса можно разделить на три типа:

1) Полевые шпаты

Распространенные в природе минералы. Некоторые являются основными породообразующими.

В отличие от других структур, обладают высокой плотностью каркаса, малым объемом полостей. Особенностью минералов является невозможность удаления из каркаса внекаркасных катионов без разрушения структуры. Катионы располагаются в небольших полостях и полностью окружены атомами кислорода.

2) Фельдшпатоиды

В структурах наблюдаются крупные полости и каналы. Возможно замещение катионов или дополнительных анионов без разрушения каркасной структуры.

3) Цеолиты

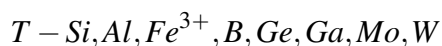
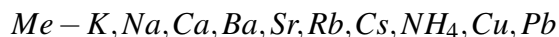
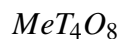
Широко распространены в природе.

Имеют крупные полости и каналы. Можно легко заменить катионы или дополнительные анионы без разрушения каркасной структуры. Поэтому минералам характерны явления катионного обмена.

Полевые шпаты

В группе насчитывается около 20 минеральных видов. Многие минералы являются породообразующими.

Общая формула:



Реальный химический состав отличается от теоретической формулы. Внекаркасными катионами в полевых шпатах считаются калий, натрий и кальций.

Структура каркасная.

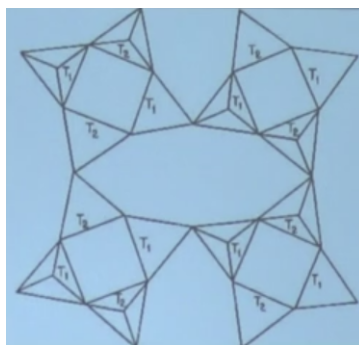


Рис. 10.5. Каркасная структура

Наблюдаются кольца, образованные четырьмя тетраэдрами. Кольца располагаются один под другим и образуют «колонки». В структуре находятся крупные полости, в которых могут располагаться внекаркасные катионы.

В группу полевых шпатов входят минералы, образующиеся в тройной системе $K[AlSi_3O_8] - Na[AlSi_3O_8] - Ca[AlSi_3O_8]$. Между этими составами находятся твердые растворы. Выделяют следующие минеральные виды: санидин, анортоклаз, микроклин и альбит (К-Na полевой шпат = щелочные полевые шпаты), альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит и анортит (Na-Ca полевые шпаты = плагиоклазы).

Существуют менее распространенные полевые шпаты. Например, К-Ва и Ва полевые шпаты, а именно гиалофан $K_{1-x}Ba_x[Al_{1+x}Si_{3-x}O_8]$ и цельзиан $Ba[Al_2Si_2O_8]$.

Есть минералы, которые являются борсиликатами, но их относят к полевым шпатам. Например, борный аналог анортита – данбурит $Ca[B_2Si_2O_8]$, аналог альбита – ридмерджнерит $Na[BSi_3O_8]$. Данбурит является нередким рудным минералом для

извлечения бора и считается одним из главных минералов, содержащих кальций. Месторождения связаны с известняковыми скарнами.

Калиевые полевые шпаты

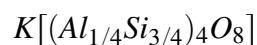
Общая формула минералов:



Минералы санидин, ортоклаз и микроклин являются полиморфными модификациями соединения состава $K[AlSi_3O_8]$.

Минералы имеют каркасную структуру, состоящую из тетраэдров. Кольца располагаются один под другим и образуют «колонки». В структуре находятся крупные полости, в которых располагается внекаркасный катион калий.

Отличие между минералами состоит в заселении тетраэдрических позиций. В зависимости от степени упорядочения тетраэдрических позиций выделяют разные минеральные виды. Самым разупорядоченным является санидин. Заселение тетраэдров статистическое и происходит согласно формуле:

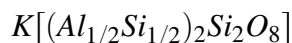


Занятость каждой тетраэдрической позиции алюминием составляет 0,25, а кремнием 0,75. Минерал образуется при высоких температурах, характерных для высокотемпературных фуживных образований. При резком охлаждении такая структура может быть заморожена и минерал перейдет в упорядоченный микроклин. Если в шпате присутствуют примеси, то они будут тормозить процесс упорядочения, и форма санидина может сохраняться достаточно долго.

В отличие от калиевых полевых шпатов альбит обычно упорядочивается. Формируясь при высоких температурах как разупорядоченная фаза, при снижении температуры превращается в упорядоченный альбит. Натрий – компактный, чем калий. Он топмодит процесс упорядочения.

Санидин обычно встречается в качестве водяно-прозрачных или желтых вкраплений в различные минералы.

Частично упорядоченный минерал – ортоклаз. Заселение тетраэдров происходит согласно формуле:



В минерале две позиции занимает кремний и две позиции, где наравне располагаются и кремний, и алюминий. Фаза является промежуточной между санидином и микроклином.

Полностью упорядоченный низкий микроклин. Заселение тетраэдров происходит согласно формуле:



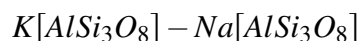
В минерале присутствует три тетраэдра, в которых располагается кремний, и один с алюминием. Упорядоченный микроклин может образовываться сразу. Нередко встречаются низкотемпературные ассоциации. Такой полевой шпат не будет иметь двойникования. Если же формирование происходит при высоких температурах, то при охлаждении возможен полиморфный переход. В результате образуются двойники микроклина.

Минералы образуются в разных условиях. Санидин – высокотемпературный калиевый полевой шпат. Сохраняет свою структуру, если температура резко падает (излияние вулканитов). Если остывание происходит медленно, то минерал может подвергнуться полиморфному переходу и превратиться в ортоклаз. В результате образуется микроклин.

Калиевые полевые шпаты информативны при проведении геологических реконструкций.

Щелочные (K-Na) полевые шпаты

Образуются твердые растворы в ряду



При высоких температурах растворы непрерывны. При снижении поля устойчивости снижаются. При большем снижении твердые растворы неустойчивы и распадаются. Это явление характерно для полевых шпатов.

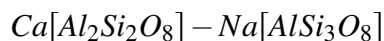
В ряду щелочных полевых шпатов выделяют пертиты и антипертиты.

Пертиты – распавшиеся полевые шпаты, в которых матрица представлена калиевым полевым шпатом, а вроски – альбитом. Если матрица зеркальная, то минералы получают название антипертиты. В зависимости от размера структур распада выделяют макропертиты. Это минералы, в которых вроски заметны глазом. Существуют микро- и криптопертиты. В криптопертитах размер структур распада очень тонкий и соизмерим с мкм.

Минералы распада щелочных полевых шпатов имеют большой интерес. Нередко кристаллы проявляют оптические эффекты. Поэтому могут использоваться как ювелирно-поделочные камни. Например, лунный камень. Размер структур распада соизмерим с длиной волны. Камень окрашивается в голубой цвет.

Плагиоклазы (Ca-Na полевые шпаты)

Образуются твердые растворы в ряду



В зависимости от состава выделяют следующие разновидности: альбит ($< 10 \text{ An}$), олигоклаз ($10-30 \text{ An}$), андезин ($30-50 \text{ An}$), лабрадор ($50-70 \text{ An}$) и битовнит ($70-90 \text{ An}$), анортит ($> 90 \text{ An}$). An – это анортитовая компонента.

Содержание кремния в минералах плагиоклаза снижается. В связи с этим выделяют кислые Pl ($0-30 \text{ An}$), средние Pl ($30-50 \text{ An}$) и основные Pl ($50-100 \text{ An}$) минералы. К кислым относят альбит и олигоклаз, средним – андезин, а к основным – лабрадор и битовнит.

Альбит при высокой температуре может образовываться разупорядоченно, моноклинно. При снижении температуры структура будет испытывать прямой переход к упорядочению. При достижении температуры в 400°C получается альбит с полностью упорядоченной структурой.

Остальные минералы класса формируются сразу упорядоченными.



Рис. 10.6. Упорядоченная структура

В каркасе чередуются тетраэдры с алюминием и кремнием.

При повышенных температурах формируются основные минералы плагиоклаза. При снижении формирования более кислых минералов и образуются зональные плагиоклазы. Также важным фактором является флюидное давление. Изменение P_{H_2O} приводит к изменению кристаллизации плагиоклаза, что иногда запечатлевается в зональной структуре минерала.

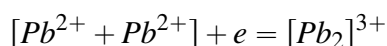
Если плагиоклаз долго выдерживать при высокой температуре, то твердые растворы могут испытать распад. Минералы не распадаются на конечные члены твердого раствора. Происходит перераспределение и внекаркасных катионов, и каркасных.

Происходит более сложный распад твердого раствора. При этом наблюдается образование трех систем распада:

- 1) Перистеритовые прорастания – распад кислых плагиоклазов на упорядоченный Ab и плагиоклаз с составом An_{25-35}
- 2) Прорастания Беггильда – распад плагиоклазов An_{48-58} на An_{45} и An_{55-60}
- 3) Прорастания Гуттенлошера – распад плагиоклазов An_{70-90} на An_{65} и An

Минералы группы полевых шпатов нередко образуют кристаллы. Иногда встречаются очень крупных размеров, находящиеся в пегматитах. Часто кристаллы можно обнаружить сдвойникованные. Они бывают ростовые и двойники полиморфного превращения.

Окраска полевых шпатов разнообразная и неяркая. В некоторых случаях окраска минерала идиохроматическая. Например, желтая за счет примеси железа в санидине и зеленая или сине-зеленая в амазоните за счет таких центров окраски как



Встречается аллохроматическая окраска. Она связана с наличием окрашенных микровключений других минералов в полевые шпаты. Сам минерал не окрашен. Например, розоватая окраска калий полевого шпата. Приобретается такой цвет за счет включения пластинчатых кристаллов гематита. Или черная, темно-синяя окраска лабрадора. Объясняется наличием большого количества включений ильменита.

Существуют и псевдохроматические окраски. Проявляются в том случае, если образуются тончайшие структуры распада твердых растворов. На них свет испытывает интерференцию и наблюдается определенная окраска минерала.

Полевые шпаты широко распространены в природе. Характерны для разнообразных магматических пород, для основных и ультраосновных пегматитов, метасоматитов. При действии гидротермальных растворов начинают замещаться вторичными фазами, слюдами.

Если полевые шпаты находятся на поверхности и происходит выветривание, то на них могут образовываться разнообразные глинистые минералы: каолинит и смектиты.

Полевые шпаты широко используются:

- Керамическое сырье

- Производство технических видов стекла
- Наполнители для лакокрасочной и резиновой промышленности
- Драгоценные и поделочные камни (ограночный санидин и ортоклаз, амазонит, лунный камень)

Фельдшпатоиды

По свойствам отличаются от полевых шпатов, но по составу близки. Главными некаркасными катионами являются натрий, калий и кальций. Но минералы семейства бедны кремнеземом, и в составе находятся различные дополнительные анионы.

Могут образовываться вместе с полевыми шпатами. Иногда, если система характеризуется недостатком кремнезема или при высокой активности летучих компонентов, фельдшпатоиды могут образоваться вместо полевых шпатов. В метасоматических изменениях возможно замещение полевых шпатов.

Группа скаполита

Одной из самых распространенных является группа скаполита.

В группе выделяются два минерала:

- 1) Мариалит $3Na[AlSi_3O_8] * NaCl$
- 2) Мейонит $3Ca[Al_2Si_2O_8] * Ca(CO_3, SO_4)$

Между минералами существует непрерывный изоморфный ряд твердых растворов.

Структуры минералов близки к полевым шпатам.

Наблюдаются колонки, образованные слоем кремний-алюмо-кислородных тетраэдров. Но в отличие от полевых шпатов, полости более крупные – «фонари». Они не соединяются друг с другом, а существуют пережимы. В «фонарях» располагаются дополнительные внекаркасные группировки аниона и катиона.

Минералы обычно бледные и не проявляют ярких окрасок. Иногда кристаллы проявляют бледно-желтую или бледно-сиреневую окраску. Цвет связан с наличием дефектных анионных центров, также может влиять в системе вакансия хлора, которая захватила один электрон. Минералы встречаются в магнезиальных скарнах и метаморфических породах.

Группа нефелита и кальсилита

Также важными представителями семейства считают:

- 1) Нефелин $KNa_3[AlSiO_4]_4$

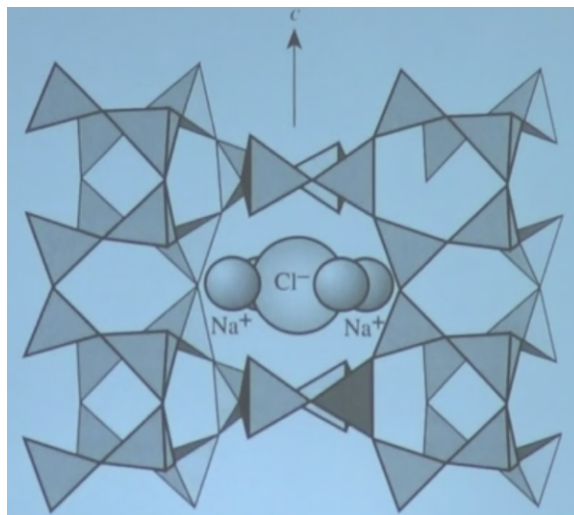


Рис. 10.7. Структура минералов

2) Кальсилит $K[AlSiO_4]$

Структуру минералов можно рассматривать как искаженную структуру тридимита.

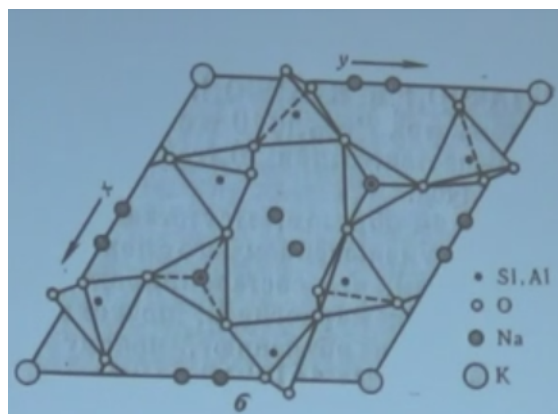


Рис. 10.8. Структура минералов

В полостях каркаса присутствуют некаркасные катионы. Структура интересна относительно упорядочения по заселению позиций при распределении калия и натрия, а также кремния и алюминия. Максимально разупорядоченный нефелин характерен высокотемпературным магматическим образованиям.

Нефелин широко распространен в природе. Обычно образует зерна в составе щелочных пород (полевые шпаты, пироксены, слюды и другие). Иногда встречаются кристаллы нефелина, которые имеют уплощенный бочонковый вид.

Окраска кристаллов неоднородная и аллохроматическая. Без включений других минералов цвет либо белый, либо прозрачный. Включения эгирина и гематита придают грязно-зеленую или красноватую окраску. Является типичным минералом горных пород. В щелочных горных породах, пегматитах и метасоматитах – порообразующий минерал. Легко замещается альбитом, содалитом и цеолитом. В гипергенных условиях легко выщелачиваются.

Нефелин может быть высокотемпературный, магматический и более низкотемпературный. Разделить такие виды можно по наличию структур распада. Магматический при распаде формируется как твердый раствор нефелин-кальсилит. Если же структур распада не будет обнаружено, то можно предполагать, что нефелин образовался при более низких температурах.

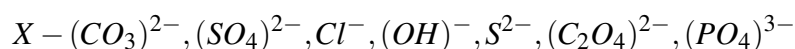
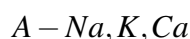
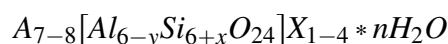
Группа канкринита-содалита

Минералы являются каркасными алюмосиликатами, в структуре которых наблюдаются слои, образованные шестичленными кольцами тетраэдров, лежащими в плоскости ab . В зависимости от того, как слои чередуются друг с другом, можно выделить структуры с различным сочетанием слоев.

Слои сдвинуты относительно соседних слоев на $1/3$ периода повторяемости по оси a или b . Таким образом, каркас может характеризоваться тремя видами идентичных слоев. В связи с этим выделяют три подгруппы минералов:

1) Подгруппа канкринита (период повторяемости 2 слоя)

Входит более 10 минеральных видов. Общая формула минералов выглядит следующим образом:



К наиболее распространенным представителям можно отнести:

- Канкринит $Na_6Ca_2[Al_6Si_6O_{24}](CO_3)_2 \cdot 2H_2O$
- Вишневит $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](SO_4) \cdot 2H_2O$
- Канкрисилит $Na_7[Al_5Si_7O_{24}](CO_3) \cdot 3H_2O$
- Кианоксалит $Na_7[Al_{6-5}Si_{6-7}O_{24}](C_2O_4)_{0,5-1,5} \cdot H_2O$

Первый природный силикат с органическим дополнительным анионом. Является порообразующим.

Минералы являются нередкими. Окраска минералов связана с наличием анионных центров: желтая – $(CO_3)^-$, розовая – $(CO_3)^{3-}$, голубая – $(SO_4)^-$, $(SO_3)^-$.

Типичные минералы щелочных обстановок. Образуются на магматическом этапе, могут кристаллизоваться из расплавов. Связаны с метасоматическим преобразованием пород (замещение нефелина, микроклина, содалита).

2) Подгруппа содалита (период повторяемости 3 слоя)

Входит 12 минеральных видов. Каркасная структура минералов образована тремя типами слоев.

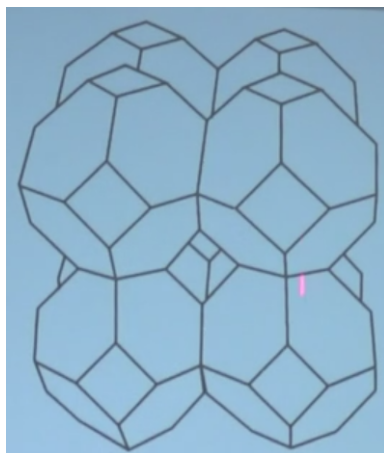


Рис. 10.9. Структура каркаса

Помимо крупных каналов присутствуют достаточно крупные «фонари». В них располагаются катионы и дополнительные анионы.

Разнообразие составов минералов группы связано с составом каркаса или с заполнением каналов и «фонарей» в структуре.

К минералам подгруппы относят:

- Содалит $6Na[AlSiO_4] * 2NaCl$
- Нозеан $6Na[AlSiO_4] * Na_2SO_4 * H_2O$
- Гаюин $6(Na, Ca_{0,5})[AlSiO_4] * 2 - 1(Na, Ca)SO_4$
- Лазурит $6Na[AlSiO_4] * 2Ca(SO_4, S, Cl_2)$
- Гельвин $Mn_8[Be_6Si_6O_{24}]S_2$
- Даналит $Fe_8[Be_6Si_6O_{24}]S_2$
- Гентгельвин $Zn_8[Be_6Si_6O_{24}]S_2$

Минералы нередко яркоокрашены в голубой и синий оттенок. Окраска минералов связана с наличием анионных центров: S_2^- , S_3^- , SO_4^- .

Нозеан и гаюин встречаются преимущественно в вулканических щелочных породах. Содалит – щелочные магматические породы, возможна кристаллизация из расплава или замещение нефелина и полевых шпатов. Лазурит находится в глубинных магнезиальных скарнах повышенной щелочности (контакт мраморов с щелочными гранитоидами).

3) Подгруппа канкринита сложного строения (период повторяемости 4-36 слоев)

Для данных структур характерно образование разнообразных полостей и каналов.

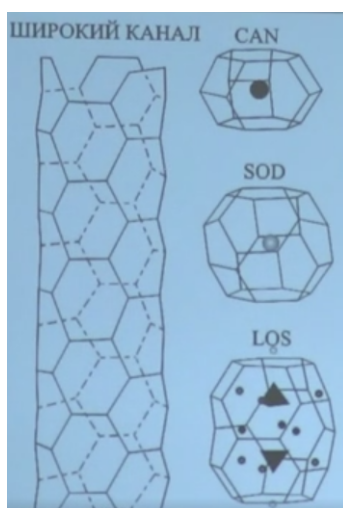


Рис. 10.10. Структура минералов

Наблюдаются широкие каналы и, в зависимости от типа структур, разнообразные полости. В минералах подгруппы канкринита полости компактные. Во второй подгруппе – более крупные, содалитовые полости, «фонари». В случае более сложных структур полости могут быть еще более крупными.

Полости заселены некаркасными катионами, дополнительными анионами или водой. Катионы и вода не сильно удерживаются и минералы проявляют ионообменные свойства. Таким образом, они могут терять воду без изменения структуры.

Группа цеолитов

Крупные месторождения природных цеолитов открыты в 60-70-х годах XX века. Минералы связаны с измененными вулканогенно-осадочными толщами.

В семейство входит более 100 минеральных видов разной структуры и относятся к различным группам минералов. Но из-за того, что все минералы обладают одинаковой каркасной структурой с крупными полостями и каналами, их относят к одному семейству – цеолитам. Особенность: вода и крупные внекаркасные катионы из полостей могут легко удалиться без изменения структуры. Удаленная вода получила название «цеолитная». Обезвоженные цеолиты обладают высокой сорбционной способностью. Такие фазы могут принимать на место воды практически любые газы и пары.

Существует большое количество классификаций цеолитов:

- По характеру каналов:

- Одномерные

- Каналы не пересекаются, движение ионов или молекул возможно только в одном направлении.

- Двумерные

- Молекулы могут двигаться в плоскости.

- Трехмерные

- Молекула или ион могут проникнуть в любое место кристалла.

- По размерам каналов и внутриканаллитическому объему:

- Рыхлые

- Объем внутриканаллитического пространства больше 40 %.

- Средние

- Объем внутриканаллитического пространства в диапазоне от 30 до 40 %.

- Плотные

- Объем внутриканаллитического пространства меньше 30 %.

- По диаметру входных окон:

- Широкопористые

- Диаметр окна больше 5 ангстрем.

- Среднепористые

- Диаметр окна в диапазоне от 4,3 до 3,5 ангстрем.

- Узкопористые

Диаметр окна равен 2,6 ангстрем.

- По соотношению Si и Al:

- Низкокремниевые

Отношение элементов находится в диапазоне от 0,95 до 1,7.

- Среднекремниевые

Отношение элементов находится в диапазоне от 1,7 до 2,5.

- Высококремниевые

Отношение элементов находится в диапазоне от 2,5 до 6,2.

- По плотности каркаса

Выражается числом позиций каркасных атомов на 1000 кубических ангстрем. Для природных величина в пределе от 12 до 21.

При повышении плотности каркаса падает содержание воды и ослабевают ионо-обменные свойства. При этом происходит рост избирательности кристалла в отношении крупных катионов.

К цеолитам относят минералы со структурным типом анальцима. Минералы имеют пограничное положение между фельдшпатоидами и цеолитами.

К представителям группы относят:

- 1) Анальцит $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$
- 2) Лейцит $K[AlSi_2O_6]$
- 3) Поллунит $(Cs, Na)[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$

Лейцит – порообразующий минерал в эффузивных породах повышенной щелочности. Образует хорошо ограненные кристаллы, вкрапинки. Не является устойчивым и образует псевдоморфозы (псевдолейцит). При взаимодействии с гидротермальными растворами может замещаться с образованием псевроморфоз (эпилейцит).

Анальцит также широко распространен в природе как порообразующий минерал. Встречается в щелочных и магматических породах. В магматитах может формировать кристаллы. Характерен для низкоградного метаморфизма.

Поллуцит характерен для гранитных редкометальных пегматитов.

К цеолитам относят минералы со структурным типом натролита.

К представителям группы относят:

- 1) Натролит $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$
- 2) Сколецит $Ca[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 3H_2O$

Структура минералов имеет субцепочечный мотив.

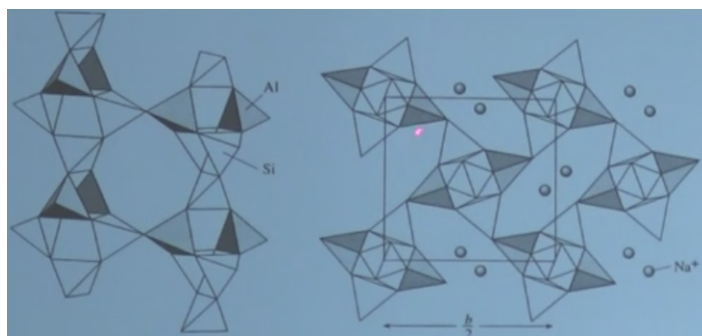
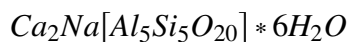


Рис. 10.11. Структура минералов

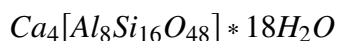
Вода располагается в компактных полостях и легко из структуры ее удалить нельзя. При удалении воды структура будет разрушена. Вода является кристаллической, фиксированной в структуре, и поэтому минералы считают «ненастоящими цеолитами».

Широко распространены. Встречаются в щелочных пегматитах, гетеротермальных породах. Образуются в процессах низкоградного метаморфизма.

Структурный тип томпсонита со субцепочечной структурой представляется минералом томпсонит. Структурная формула:



Структурный тип ломонтита с переходной от субступенчатой к субслоистой структурой представляется минералом ломонтит. Структурная формула:



Структурный тип морденита со субцепочечной структурой с крупными полостями представляется минералом морденит. Структурная формула:



Является промышленно важным природным цеолитом.

Структурный тип гейландита с субслоистой структурой представляется рядом минералов:

- * Гейландит-Са $(Ca_{0,5}NaK)_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot 24H_2O$
- * Гейландит-Sr
- * Гейландит-Na
- * Гейландит-K
- * Клиноптиилолит-Na $(NaKCa_{0,5})_6[Al_6Si_{30}O_{72}] \cdot 20H_2O$
- * Клиноптиилолит-K
- * Клиноптиилолит-Са

Для гейландита характерен перламутровый блеск. Минералы характерны для низкоградного метаморфизма.

Структурный тип филлипсита представляется рядом минералов:

- * Филлипсит-Са $(Ca_{0,5}NaKBa_{0,5})_{4-7}[Al_{4-7}Si_{12-9}O_{32}] \cdot 12H_2O$
- * Филлипсит-Na
- * Филлипсит-K
- * Гармотом $(Ba_{0,5}Ca_{0,5}NaK)_5[Al_5Si_{11}O_{32}] \cdot 12H_2O$

Структурный тип гмелинита представляется минералами:

- * Гмелинит-Са $(Ca_{0,5}Sr_{0,5}NaK)_4[Al_8Si_{16}O_{48}] \cdot 22H_2O$
- * Гмелинит-Na
- * Гмелинит-K

Структурный тип шабазита представляется минералами:

- * Шабазит-Са $(Ca_{0,5}KNa)_4[Al_4Si_8O_{24}] \cdot 12H_2O$
- * Шабазит-Na
- * Шабазит-K

Являются промышленно-важными природными цеолитами.

Цеолиты образуются в магматических породах, щелочных и гранитных пегматитах. Важные – гидротермально-метасоматические процессы породообразования. Характерен низкоградный метаморфизм и изменение вулканогенно-осадочной толщи.

Использование цеолитов:

- Очистка и смягчение питьевой воды;
- Глубокая осушка газов;
- Избирательное поглощение определенных веществ из жидких и газообразных сред;
- Очистка сточных вод от радиоактивных изотопов и других продуктов производств, имеющих дело с ядерными реакциями;
- Катализаторы
- Высококачественные наполнители при производстве бумаги и резины;
- Добавки к минеральным удобрениям, регулирующие поступление элементов в почву;
- В медицине для повышения иммунитета и ускорения вывода тяжелых металлов и радионуклидов.

Лекция 11. Процессы минералообразования

Онтогения минералов

Первый ученый, кто столкнулся с онтогенезом, был Кардано. Еще в 16 веке было обнаружено, что драгоценные камни способны изменяться при воздействии определенных условий. Учение об онтогении минералов начало широко развиваться только в СССР под руководством В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана. Основоположником считают Дмитрия Павловича Григорьева.

Определение 11.1. *Онтогения – раздел генетической минералогии, в котором изучается зарождение, развитие, преобразование и разрушение минералов и их агрегатов.*

Среды минералообразования

Минералы могут образовываться в следующих средах:

– Жидкие

К таким средам относят расплавы, водные растворы эндогенные и экзогенные.

- Магма – обычно силикатный расплав. Имеют разнообразный состав. Такие среды состоят из катионной и анионной части, а также различных комплексов. Помимо этого могут присутствовать летучие компоненты (флюиды).

Флюид – надкритическая фаза, в которую переходит жидкость при повышении температуры. Для воды температура перехода составляет 375 °C. В состав флюидов могут входить различные компоненты: фтор, хлор, сера, метан и другие. Являются важной частью расплавов и играют важную роль в процессах минералообразования.

- Гидротермальные растворы. По характеру вхождения могут быть глубинными (ювенильными) и поверхностными (метеорными). Растворы могут выделяться от магматических тел, а также в процессе прогрессивного метаморфизма. Минералы при изменении могут терять воду, образуя метаморфические гидротермальные водные растворы.

В растворах могут присутствовать различные компоненты. Они попадают непосредственно из источника воды или попадание рудного вещества. Такие «добавки» находятся в виде комплексных ионов.

– Газ

К таким средам относят вулканические газы, горючие газы и атмосферу.

Классический пример – возгоны. При выходе вулканических газов из толщ при снижении давления и кристаллическом падении температуры из газовых сред происходит кристаллизация различных минералов.

– Коллоидные растворы

Среда образования минералов в придонных условиях водных бассейнов. Иногда в низкотемпературных гидротермальных процессах.

– Твердые вещества

Образуются новые фазы, которые растут в твердой среде за счет распада твердых растворов.

Движущей силой кристаллизации может быть:

- * Снижение температуры (кристаллизация из расплавов и гидротермальных растворов, соляные отложения, распады твердых растворов);
- * Изменение давления (гейзеры, сольфатары, фумаролы, дегидротация, перекристаллизация);
- * Испарение летучего компонента (приповерхностные условия);
- * Кристаллизация продуктов химической или электрохимической реакции (результаты жизнедеятельности организмов);
- * Смешение растворов с изменением pH и Eh.

Зарождение кристаллов

Минералы могут кристаллизоваться за счет:

– Метастабильная система

Это неравновесная система, в которой теоретически должен расти минерал. Обычно кристаллизация не происходит, если нет затравки или зародыша кристалла. В таком состоянии система может находиться достаточно долго.

Для начала процесса кристаллизации система должна преодолеть энергетический барьер. Самый простой способ – введение затравки. Энергия кристаллизации снижается и возможен рост кристалла или кристаллизация вещества. Если барьер не

преодолен, то система остается в пересыщенном, метастабильном состоянии. Кристаллизации не будет.

– Лабильная система

Система характерна сильной пересыщенностью раствора. Возможно самопроизвольное зарождение кристаллов и кристаллизация вещества.

Существует два процесса зарождения кристаллов:

- * Самопроизвольное из пересыщенных сред (кристаллизация расплавов, стекол, распад твердых растворов);
- * Гетерогенное на готовых зародышах или затравках.

Второй способ более распространен в природе, чем первый. Связано с тем, что наличие затравки и границы раздела фаз в системе снижает значение энергетического барьера начала кристаллизации. В качестве затравок могут выступать пылинки, кристаллы собственного вещества, другие поверхности.

Существуют эмпирические закономерности, связанные с зарождением кристаллов:

- Зарождение новой фазы легче происходит на поверхности заряженных частиц. Процесс является более энергетически выгодным. Например, осаждение рудного вещества активно происходит на свежих сколах кристаллов (возникновение некомпенсированного заряда).

Нередко рост происходит на собственных или родственных кристаллах на вершинах, ребрах или наименее интенсивных гранях кристаллов.

- Новые кристаллы зарождают при относительно небольших пересыщениях на частицах, структуры которых ближе к самому веществу.

Явление эпитаксии – закономерное кристаллохимически обусловленное нарастание минералов друг на друга.

Автоэпитаксия – процесс нарастания минерала на минерал той же генерации.

Рост кристаллов

Скорости роста кристаллов могут быть различные. В вулканических возгонах отмечается скорость роста кристаллов – несколько сантиметров в сутки.

Встечаются в природе кристаллы различного размера. Минимальный – это предел, за которым объект теряет свойства минерала. Значение приблизительно равно 0,1 мкм. Относят объекты микро- и наноминералогии. Максимальный – кристаллы максимальной массы и размеров. Например, калий-нитриевые полевые шпаты в гранитных пегматитах достигают 50 м и выше.

Существуют следующие механизмы роста кристаллов:

1) Послойный рост

Если на поверхности кристалла присутствует ступенька, то она является энергетически выгодной поверхностью для присоединения новых частиц. Наименее выгодная поверхность – плоская грань. Благодаря этому ступенька достаточно быстро начинает расти, формируя грань. Как только грань будет сформирована, рост кристалла останавливается до следующего механического образования ступеньки.

2) Послойный рост кристаллов при дислокационном механизме

Способ позволяет объяснить быстрый послойный рост минералов в природе и в лаборатории.

Механизм основан на том, что есть грань, на которой формируется новая, быстроразрастающаяся ступенька. Рост новой грани прекращается до того, как сформируется новая ступенька. Также отличительной чертой является винтовая дислокация, которая является ступенькой. Она «мигрирует» по растущей грани и в результате непрерывно формируется кристалл. Форма площадок спиралей роста при больших пересыщениях близка к круговой, при малых – геометрически правильная форма, отвечающая симметрии кристалла.

Природные кристаллы имеют сложное строение: зональное, секреториальное. Изучение анатомии вида несет важную информацию об условиях роста кристалла (генетическая информация). Любая часть кристалла в определенный момент находилась на поверхности. Изучая зональность, можно установить время и условия формирования частей минерала.

При изучении формы пирамид роста граней можно получить информацию об обстановках зоны роста кристалла. Если говорить об идеальном кристалле, то все пирамиды роста должны сходиться в геометрическом центре роста. Если кристалл растет при одинаковой скорости и в стабильных условиях, то пирамиды будут иметь правильную форму и зоны будут почти отсутствовать. Часто встречаются зоны роста

произвольной и прерывистой формы. По формам секреторов роста можно определить на сколько равномерно и плавно рос кристалл в данных условиях. Неравномерное распределение примесей (дефектов) по пирамидам роста приводит к секреториальному строению кристаллов.

В природе в основном образуются скелетные кристаллы. Разделяют такой вид на реберные и вершинные формы. Формируются при быстрой кристаллизации при большом пересыщении или сильном охлаждении. Определяющими условиями будут именно условия роста самих кристаллов. Возможно формирование скелетных кристаллов и в расплавах, и в газах, и в жидкостях. Встречается рост и в твердой среде. Если значение пересыщения высокое, то происходит формирование реберных кристаллов, если еще выше, то образуются вершинники.

Такие кристаллы считаются энергетически неустойчивыми. Если процесс кристаллизации вещества продолжается, то при смене условий на стабильные возможно образование полногранных кристаллов.

Природные кристаллы часто испытывают расщепление. Ранее ученые предполагали, что процесс связан с нахождением механического препятствия на пути роста кристалла. Сейчас доказано, что при росте кристаллы огибают препятствие и образуются вроски более ранних кристаллов.

Расщепление связано с деформацией поверхностей участков растущего кристалла. Это связано с неравномерным вхождением примесей в состав структуры. Из-за определенной гетрометрии происходит деформация и дальнейшее расщепление кристалла.

Иногда в природе встречается интенсивное расщепление монокристаллов. Образуются сферолиты – сферокристаллы. В природе часто кристаллы двойникуются. Это закономерные врастания двух или более кристаллов одного вещества по определенным законам симметрии.

Разделяют двойники по:

- 1) облику → двойники срастания (шпинелевый закон) и двойники прорастания (флюоритовый закон);
- 2) числу двойникующихся индивидов → двойники, тройники, четвернеки, шестерники, восьмирники и полисинтетические двойники.

Могут образовываться в процессе роста кристаллов, при фазовых превращениях или при механическом воздействии извне.

Двойники роста – первичные, формирующиеся в процессе роста кристалла. Обычно зародыши на начальном этапе роста срастаются, и при этом образуются двойники.

Иногда двойники растут быстрее, чем сдвойникованные индивиды. В двойниках существуют входящие углы, которые энергетически выгодны для присоединения новых частиц. При росте входящий угол возрастает.

При росте кристаллов важно понять, какие процессы сопровождают кристаллизацию. Такая задача не имеет однозначного решения. Если работаем с магматическими образованиями, степень идиоморфизма позволяет разделять минералы на ранние и поздние. При работе с гидротермально-метасоматическими породами признак идиоморфизма применять нельзя. Если образуются хорошо ограненные кристаллы, не значит, что минерал образовался первым. Важными признаками считают обрастания, пересечения и замещения кристаллов в породе. Могут образоваться метакристаллы – хорошо сформированные кристаллы, выросшие в твердой среде монокристаллов или агрегатов, сложенных другими минералами.

Иногда можно понять, что минералы росли совместно и одновременно. Это можно сделать, обнаружив поверхность роста или индукционные образования. Такие поверхности имеют характерные особенности. Они обычно гладкие, блестящие, покрытые характерной штриховкой. Кристаллы совместного роста могут образовываться в любых породах: метасоматические, щелочные, магнезиальные и другие.

Изменение кристаллов

Минералы могут изменяться из-за большого числа факторов. Рассмотрим основные:

1) Хрупкие (механические) деформации и будинаж кристаллов

Кристаллы способны трескаться, растаскиваться. На месте трещины происходит будинаж кристаллов. В некоторых случаях процессы деформации связаны с полиморфными минералами, обладающими объемными эффектами. Например, трещины возникают за счет увеличения объема кристалла, и в пустоты входит масса газовой-жидких включений.

2) Пластические деформации

Более распространенные явления, чем механические деформации. Силикаты, карбонаты и кальциты часто подвергаются деформации. Часто кристаллы двойни-куются. Они развиты в виде пластинок примерно одинаковой ширины, часто пересекающихся, выклинивающихся и сопровождающихся изгибами, катаклизмом и частичной перекристаллизацией.

3) Полиморфные переходы

Для переходов характерно двойникование. Они обычно развиты в виде веретенообразных сетчатых срастаний, часто пересекающихся. Характерен для калиевых полевых шпатов.

Растворение кристаллов

Если кристаллы взаимодействуют с ненасыщенной, материнской средой, могут взаимодействовать с растворами и подвергаться растворению. Процесс протекает от частичного растворения до полного уничтожения структуры кристалла.

Процесс сложный, неодноактный. Частично растворенные кристаллы могут возобновить рост или генерироваться. При растворении главную роль играет дефектность кристаллов. С зонами дробления минералы будут растворяться быстрее. Если присутствует дислокация, структурные дефекты тоже будут ускорять растворение кристалла.

При растворении кристалла можно получать различную информацию о структуре минерала. По форме фигур травления и по их ориентации можно определить присутствие тех или иных элементов симметрии и какой это кристалл: моно-, поли- или двойник.

Лекция 12. Процессы минералообразования.

Гранитные пегматиты

Магматические процессы минералообразования

Виды магмы

Это процессы, которые связаны с одними из самых важных руд на Земной коре и являются самым высокотемпературным.

Существует в природе 4 вида магмы:

1) Силикатные

Имеют достаточно сложный состав. Состоят из простых и комплексных катионов и анионов. Важнейшими компонентами расплава считаются летучие компоненты (флюиды). Удержанию флюидов способствует высокое давление.

Образуются в диапазоне температур от 650-700 до 1200°C. Но возможны исключения, и некоторые минералы кристаллизуются при более низких и высоких температурах. Давление обычно от 0 до 20 кбар.

Флюиды – надкритическая фаза, в которую переходит жидкость при повышении температуры. Важнейшим компонентом является вода. В чистом виде вода переходит в критическое состояние при температуре 375°C. Помимо воды присутствует $O_2, HF, HCl, SO_2, H_2S, H_2, CH_4$. Флюиды могут быть окисленными и восстановленными. Выполняют роль компонента, который снижает температуру кристаллизации расплава. Флюиды переносят также различные компоненты в расплаве. Количество флюидов варьируется от 0,5 до 50 %. Нередко флюиды после рекристаллизации рассеиваются, но при этом оставляют «следы».

2) Сульфидные

$Fe, Fe - Ni - Co, Fe - Cu, Fe - Cu - Ni, \dots$

3) Карбонатные

$Ca, Ca - Mg, Ca - Fe, Ca - Mn, Sr - Ba$

4) Пегматитовые расплавы–растворы

Обстановки для проявления магматизма

Проявление магматизма характерно для следующих обстановок:

- Межплитная:
 - * В срединоокеанических хребтах – «малоглубинный» магматизм;
 - * В активных континентальных окраинах – островных дугах, на границах континент – океан – разноглубинный магматизм. Главным образом «среднеглубинный».
- Внутриплитная: В зависимости от степени кратонизации (жесткости) структур глубинный и сверхглубинный магматизм.

Категории магматического процесса

Магматические процессы можно разделить на категории:

- Интрузивные магматические образования;

Тела, образующиеся в обстановках сжатия в закрытых системах при высоких давлениях. Интрузии внедряются в породы с небольшой скоростью.

Интрузивные тела формируются на глубинах от 1 км до 10-30 км и более.

Выделяют следующие фации глубинности интрузивов:

- * Гипабиссальная – 1-3 км (четкие контакты с породами рамы);
- * Мезоабиссальная – 3-7 км, иногда доходит до 10 км (резко отграничены от пород рамы);
- * Абиссальная – от 7-10 до 30 и более км (нередки пегматоидные структуры, в контактовых ореолах часто развиты пегматиты, иногда трудно провести линию контакта интрузивных пород и пород рамы).

Длительность формирования тел значительная: десятки и сотни тысяч лет. Существование следствия:

- * За счет сильного термального действия на породы вокруг интрузивов развивается ореол контактового метаморфизма. Ширина может достигать нескольких км.
- * Нередко интенсивно проявлены разнообразные постмагматические процессы.
- * Для пород характерны массивные текстуры, средне-крупно-гигантокристаллические (пегматоидные) структуры.

- * Однородность кристаллов. Характерны распады твердых растворов и образование упорядоченных структур.
- Эффузивные магматические образования;
Формируются в магматитах при условиях растяжения при низком давлении. Расплавы перемещаются на поверхности с большой скоростью.
Для пород характерно:
 - * Порфировые структуры, флюидалные, пористые, брекчиевые текстур;
 - * Минералы в значительной степени структурно неупорядоченные;
 - * Сложные, часто «замороженные» твердые растворы;
 - * Минералы проявляют зональное строение, иногда формируются скелетные кристаллы.
- Пегматиты.

Параметры магмы

Существуют параметры, которые являются основными показателями состава магмы – содержание в расплаве SiO_2 и щелочей ($Na_2O + K_2O$).

По содержанию кремнезема магматические породы делятся на:

- Ультраосновные (гипербазиты)

Содержание кремнезема меньше 45 %.

- Основные (базиты)

Содержание кремнезема в диапазоне от 45 до 52 %.

- Средние

Содержание кремнезема в диапазоне от 52 до 65 %.

- Кислые

Содержание кремнезема больше 65 %.

В зависимости от состава породы будут сложены различными минералами. Например:

- Ультраосновные

- * Породы: интрузивные (дуниты и перидотиты) и эффузивные (коматииты);
 - * Главные минералы (магнезиальный оливин, пироксены);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (хромшпинелиды, магнетит, ильменит, пирротин).
- Основные
- * Породы: интрузивные (габбро и нориты) и эффузивные (базальты);
 - * Главные минералы (основные плагиоклазы, пироксены);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (оливин, роговая обманка, биотит, ильменит, апатит).
- Средние
- * Породы: интрузивные (диориты, гранодиориты и сиениты) и эффузивные (андезиты, дациты и трахиты);
 - * Главные минералы (средние плагиоклазы, роговая обманка и калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, роговая обманка);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (биотит, пироксены, кварц, апатит, циркон).
- Кислые
- * Породы: интрузивные (граниты) и эффузивные (риолиты);
 - * Главные минералы (кварц, кислые плагиоклазы, калиевый полевой шпат, слюды);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (роговая обманка, альмандин, циркон, турмалин, магнетит, апатит).

Механизмы дифференциации расплавов

Существуют важнейшие механизмы дифференциации магматических расплавов:

1) Кристаллизационная дифференциация

При кристаллизации расплава отделяются разнообразные минералы. Таким образом, в результате дифференциации изменяется состав осадочного расплава. Возможно получить весь ряд дифференциатов от ультраосновных до средних пород.

2) Гравитационная дифференциация

Сопряжена с кристаллизационной. Характерна для пород ультраосновного, основного и щелочного состава. Если начинают кристаллизоваться минералы, отличающиеся по плотности от расплава, то они могут либо тонуть, либо всплывать. Это приводит к образованию коммунитов.

В основе кристаллизационных и гравитационных процессов дифференциации лежит ряд Боуэна. Это ряд, который отражает порядок кристаллизации минералов в силикатном расплаве нормальной щелочности. Такой ряд имеет вид:

Оливин → Ортопироксен → Клинопироксен (авгит) → Роговая обманка → Биотит

Анортит → Битовнит → Лабрадор → Андезин → Олигоклаз

Биотит и олигоклаз → кварц + калий-натриевый полевой шпат

Признак раннего образования минерала – идиоморфизм. Парагенетические ассоциации щелочных пород не находят своего отражения в ряде Боуэна.

3) Ликвационная дифференциация

Основывается на разделении расплавов на два, которые не смешиваются друг с другом. В основном используется для разделения сульфидных от фосфатных расплавов. Эти жидкости будут обладать различной подвижностью и плотностью. Дальнейшая эволюция может вызвать явления гравитационной дифференциации.

4) Ассимиляция

Происходит расплавом вмещающихся толщ с образованием гибридных пород.

С магматическими телами связан ряд полезных ископаемых. Рассмотрим основные типы руд:

— Алмазные

* Главные минералы (алмаз, оливин, пироксены, флогопит, пироп);

* Второстепенные и акцессорные минералы (шпинелиды, перовскит, апатит, карбонаты);

* Месторождения: кимберлитовые трубки ЯАП, ААП и Южной Африки и лампроитовые тела Австралии.

— Платиновые

- * Главные минералы (брэггит, куперит, висоцкит);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (нет);
 - * Месторождения: Бушвельд.
- Cu-Ni сульфидные руды с ЭПГ
- * Главные минералы (пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, талнахит);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (магнетит, пирит);
 - * Месторождения: м-я Норильска, Мончегорск, Печенга, Садбери.
- Хромитовые
- * Главные минералы (хромшпинелиты, оливин, пироксены, серпентин);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (магнетит, МПГ);
 - * Месторождения: м-я Полярного, Среднего и Южного Урала, Бушвельд.
- Титанмагнетитовые и титаномagnetит-ильменитовые
- * Главные минералы (титанмагнетит, ильменит);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (гематит, шпинель, рутил, пирротин, халькопирит, пирит);
 - * Месторождения: Качканарское и Гесувогорское м-я (Урал), Бушвельд.
- Апатит-нефелиновые
- * Главные минералы (апатит, нефелин);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (титанмагнетит, ильменит, эгирин, калиевый полевой шпат, титанит);
 - * Месторождения: Хибинский массив.
- Лопаритовые
- * Главные минералы (лопарит);
 - * Второстепенные и акцессорные минералы (титанмагнетит, ильменит, эгирин, калиевый полевой шпат, титанит);
 - * Месторождения: Ловозерский массив.

Ультраосновные породы

Являются одними из наиболее высокотемпературных минералов. Главными породообразующими минералами считают оливин, пироксены, акцессорными минералами – хромшпинелиды.

С ультраосновными породами связаны многие полезные ископаемые. Например, офиолитовые комплексы – месторождения хрома, источники россыпей ЭПГ (осмий-рутений-иридий); зональные массивы платформ и складчатых областей – источники россыпей ЭПГ (платина); кимберлиты – алмазы.

Кимберлиты и лампроиты являются важнейшим источником алмазов. Минералы зарождаются на глубинах и в атмосфере и проникают в Земную кору. Существует правила Клиффорда, которое устанавливает приуроченность кимберлитовых тел к древним кратонам (древние платформы литосферы). Расплавы кимберлитов подвижны и могут «выносить» на поверхность алмазы.

Наблюдаемые вариации состава кимберлитов зависят от многих факторов: состав мантийного субстрата, тип мантийного метасоматоза, степень плавления, динамика подъема и другие. Они влияют на алмазоносность, иногда в значительной степени уменьшают ее.

Существуют минералогические критерии алмазоносности кимберлитов:

- 1) морфология кристаллов;
- 2) состав минералов-спутников (пиропа, хромшпинелида, ильменита и других);
- 3) состав минералов связующей массы.

Минералогические методы весьма эффективны при поисках кимберлитов и оценки их потенциальной алмазоносности.

Основные породы

Главными породообразующими минералами считают оливин, пироксены, основной плагиоклаз, роговая обманка (в малом количестве). К интрузивным породам относят габбро ($Cr_x + Pl$), габбронориты ($Chx + Or_x + Pl$), нориты ($Or_x + Pl$), а к эффузивным – базальты.

С расслоенными комплексами связаны магматические сульфидные руды Норильского рудного поля – ЭПГ, Cu, Ni, Co, Ag, Au и Бушвельдский комплекс – ЭПГ, Cr, Ti, Fe. Габбровые и габбро-пироксенитовые массивы – это Fe, Ti, V.

Средние и кислые породы

Средние породы сложены в основном плагиоклазами среднего состава. К ним относят калиевые полевые шпаты. Также характерны сиениты – ассоциации роговой обманки с биотитом или породы, содержащие кремнезем (кварцы).

Кислые породы богаты кремнием. Важнейшими минералами можно считать кварц, биотит, мусковит, слюды и другие. Эффузивный аналог – риолиты.

С интрузивными телами среднего или кислого состава связаны месторождения Sn, W, Mo, Cu, Li, Be, B, Rb, Bi, Ta, Au.

Породы повышенной щелочности

Породы нормальной щелочности – это породы, в которых невелико содержание щелочей. В основном, в таких породах присутствовали флюиды кислые и умеренно-кислые и основная форма железа двухвалентная. В щелочных породах флюиды богаты щелочами. В таких обстановках форма железа трехвалентная.

Минералы могут различаться по содержанию кремнезема. Чаще всего это средние по составу, но встречаются в природе ультраосновные, основные и кислые породы. Парагенетические ассоциации щелочных пород не находят своего отражения в ряде Боуэна.

Важнейший параметр, который объясняет состав щелочных пород – коэффициент агпаитности. Это такое отношение, которое выражается формулой:

$$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$$

В зависимости от значения величины коэффициента выделяют:

- 1) Агпаитовые, в которых отношение > 1 ;
- 2) Миаскитовые, в которых отношение < 1 .

Если речь идет о породах, в которых содержание щелочи больше, чем алюминия, то их будет хватать, чтобы связать алюминий в каркасных алюмосиликатах. При этом остается определенное количество щелочей, чтобы образовать щелочные темноцветные минералы.

Миаскитовые породы – это породы, в которых имеется противоположный минеральный состав. Коэффициент агпаитности низкий, а значит содержания алюминия выше. Количества щелочей достаточно только на образование алюмосиликатов.

Для щелочных пород характерно позднее замещение нефелина и полевых шпатов содалитом, канкринтом, альбитом и цеолитами.

С щелочными породами связаны важные месторождения полезных ископаемых. Например, апатита, флогопита, магнетита, лопарита и других минералов.

Один из самых важных минералов щелочных пород – карбонатиты. Часто встречаются в виде сложных комплексов карбонатитов с щелочными породами и поздних тел карбонатитов.

Генезис различный. Карбонатиты могут быть магматическими, гидротермально-метасоматическими. Состав минералов состоит на 50-99% из карбонатитов (кальцит, доломит, сидерит), силикатов (форстерит, минеральные группы гумита, щелочные клинопироксены и амфиболы), магнетит, перовскит, апатит, флюорит, минералы Nb, Ta, REE.

Существует два крупнейших месторождения в мире: Баян-Обо (Монголия, Китай, руды – REE, Nb, Fe, флюорит) и Маунтин Пасс (Калифорния, США; руды – редкоземельные металлы).

Пегматиты

Это тела крупно- или гигантозернистого строения, по минеральному составу близкие к породам, с которыми они генетически связаны. По минеральному составу они могут быть разные. Самые распространенные и важные – гранитные пегматиты. Существуют габбро-пегматиты, сиенит-пегматиты, пегматиты нефелиновых сиенитов и другие минералы.

Гранитные пегматиты содержат раскристаллизованные расплавленные включения в минералах графической, блоковой зон и в кварце ядра. То есть это в первую очередь магматические образования.

Гранитные пегматиты могут формироваться за счет

1) осадочных магматических дифференциатов малого объема

Такие пегматиты относят к 1 типу. Продукты насыщены летучими веществами. Тесно сопряжены с интрузивами гранитоидов, их изотопный возраст близок возрасту материнских тел.

2) палингенных расплавов

Такие пегматиты относят к 2 типу. Это пегматиты, расплавы которых являются метаморфогенными. То есть происходит частичное плавление образующихся пород (палингенные гранитные расплавы). Образуются в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций метаморфизма.

Пегматиты имеют сложное зональное строение.

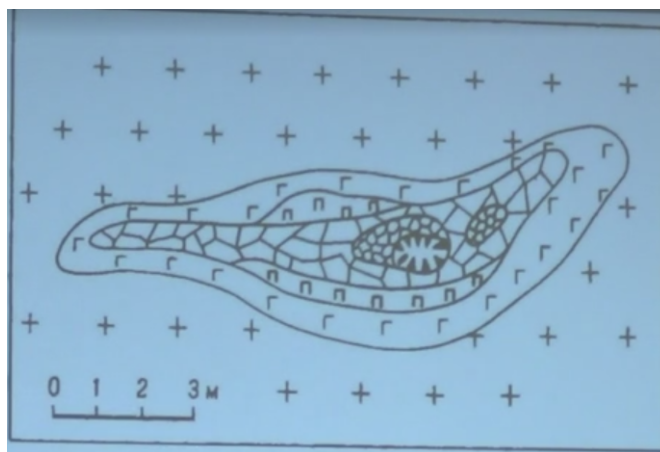


Рис. 12.1. Строение зон

Внешняя зона обычно в природе представлена графитами. Это характерная зона для гранитных пегматитов. Является совместной зоной кварца и полевого шпата. Минералы растут совместно и образуют графические срастания. Зона может смениться блоковым пегматитом. В блоковой зоне находятся крупные виды кварца и полевого шпата. При остывании формируется полевошпатовая зона, где кристаллизуется в основном полевой шпат. Завершается кристаллизация образованием кварцевого ядра. Иногда в последней зоне можно обнаружить зародыши, приуроченные к полости.

Развивается как закрытая система в термостатированных условиях. То есть при росте кристаллов минерал изолирован от остальных пород. Термостатирование и фракционирование обеспечивают высочайшую степень дифференциации вещества в расплаве.

Существует классификация пегматитов:

- по минеральному составу;
- потекстурным признакам (равномернозернистые, блоковые, полnodифференцированные и другие);
- по практической значимости (керамические, слюдоносные, уран-редкоземельные, редкометальные, хрусталеносные и другие);
- по глубине формирования (давлению):
 - относительно низких давлений при начальном минералообразовании – 1-2 кбар (миароловые или кристаллоносные);

- умеренных давлений при начальном минералообразовании – 2-4 кбар (редкометалльные);
- повышенных давлений при начальном минералообразовании – 4-6 кбар (редкометалльно-мусковитовые);
- высоких давлений при начальном минералообразовании – 6-10 кбар (мусковитовые, уран-редкоземельные и керамические);

Пегматиты высоких давлений имеют широкое применение в промышленности. Локализованы в пределах развития метаморфических пород в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций. В природе находятся в виде крупных протяженных кристаллов.

Редкометалльные пегматиты. Главными минералами считают полевые шпаты, альбит, кварц, сподумен и лепидолит. Длина кристаллов может достигать 1,5 км с мощностью до 150 м. Сподумен – главный концентрат лития в пегматитах. Является основным породообразующим минералом. Второй по содержанию лития – лепидолит. Помимо лития основными металлами в составе считаются рубидий и цезий. Промышленный интерес имеют мелкочешуйчатые кристаллы лепидолита.

Редковстречающимися минералами считают амблигонит $LiAl[PO_4]F$ и монтебразит $LiAl[PO_4]OH$. Иногда минералы образуют ярко-окрашенные кристаллы, которые используются как драгоценные камни.

Цезий входит в состав поллуцита $Cs[AlSi_2O_6]$. Обычно в месторождениях находится в виде редких, некрупных, неограниченных кристаллов. Минерал считается более мягким, чем другие силикаты. Похож визуально на кварц. Для подтверждения нужно проводить структурный анализ.

Колумбит и танталит – важные промышленные источники необия и тантала, соответственно. В природе наблюдается эволюция минерального состава от ферроколумбита до мангантанталита. Состав данных минералов – хороший индикатор хода дифференциации гранитных пегматитов. Касситерит – высокотемпературный твердый раствор на основе оксида олова. Минерал содержит большое количество примесей.

Существуют миароловые или кристаллоносные пегматиты. Формируются на глубинах менее 5 км. Важный источник кварца и драгоценных камней.

В некоторых случаях система может быть открытая, при этом будет происходить взаимодействие минерала с окружающими породами. Например, переход кварца из альфа в бета структуру. В результате элементы могут вымещаться из пегматитов в

другие вымещающие породы. Также возможен и внос элементов в структуру. Например, снижение кислотности вносит замену трехвалентного железа на марганец.

Возможны инверсионные образования, которые характерны в основном для турмалина. Возникает ряд минералов:

Шерл → Тсилаизит → Эльбаит → Россманиит

Важно значение гранитных пегматитов:

- В практическом значении;
- Первые промышленные типы месторождений Sc, REE, Zr, Hf, Ta, Nb, U, Th и других элементов;
- Значительный объем добычи Li, Rb, Cs, Ta, Be в настоящее время;
- Промышленные месторождения слюд и керамического сырья;
- Из пегматитовых зародышей добывают драгоценные камни – берилл, турмалин, топаз сподумен и другие;
- Пегматиты нефелиновых сиенитов и сиенит-пегматиты являются концентраторами REE, Zr, Hf, Ta, Nb, U, Th.

Лекция 13. Процессы минералообразования.

Возгоны, метасоматиты

Возгоны

Значительная часть минералов возгонов считается минералами эндемиками данной формации.

Источниками газов могут быть магматические породы (первичные фумаролы) или воздух атмосферы, который попал в вулканиды, и тепло (вторичные фумаролы). Тепло – остывающие вулканиды, а воздух – глубинные вулканические газы или преимущественно воздух.

Для фумарольного минералообразования характерен большой интервал температур: от 30-50 °C до 800-1000 °C. Давление близко к атмосферному. Самые низкотемпературные отложения формируются в типичных гипергенных образованиях. Если же температура минералообразования больше 100-150 градусов, то минералы будут называться фумарольными.

Возгоны – стык эндогенных и экзогенных процессов.

Минералообразование возможно

- * путем прямого осаждения из газовой фазы

Вырывающиеся на поверхность газы охлаждаются. За счет резкого парения температуры идет осаждение вещества. Газы могут реагировать с атмосферой. Самый типичный способ – отложение из газовой фазы.

- * при взаимодействии горячих газов и паров с окружающими породами;
- * путем кристаллизации из водных растворов при разгрузке газовых струй в воду («лагони»);
- * в результате разнообразных процессов вторичных преобразований ранее кристаллизовавшихся фаз.

Фумарольные газы:

- источник тепла;
- носители летучих компонентов: «агрессивных» анионов (Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , S^{2-}) и катионов (NH_4^+);

- эффективный переносчик целого ряда металлов и полуметаллов (халькофильных – *Cu, Zn, Pb, Cd, Tl, In, Bi, As, Se, Te*, сидерофильных – *Fe, V, Mn, Re, Au*);
- мощный окислительный агент в одних случаях и, наоборот, восстановительный агент – в других.

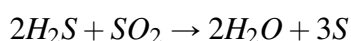
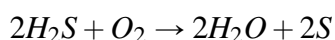
В газовой среде эффективно происходит разделение элементов. Нередко в природе обнаруживаются минералы, в которых элементы находятся в рассеянном состоянии. Например, образование собственных фаз рения.

В зависимости от состава газовых струй формируются такие фазы минеральных ассоциаций, как «восстановленные» и «окисленные». В «восстановленных» источнике газа считаются пегматиты (вулканиты). Характерны сульфиды и сульфосоли. Сера – «индикатор», который определяет тип фумарол. В «окисленных» фазах источником будет воздух. Вулканиты нагревают частицы воздуха и в верхних частях газ вырывается на поверхность. По составу газы не отличаются от атмосферного воздуха. Примером «окисленных» фумаролов считаются фумаролы Толбачика. Связаны со шлаковыми конусами Большого трещинного Толбачинского извержения 1875-76 гг. Установлено более 300 минералов, связанных с фумароловой деятельностью. Среди минералов отсутствуют сульфиды, значительную часть занимают сульфаты, ванадаты, арсенаты, молибдаты, хлориды и оксиды металлов.

Минералы представлены хорошо образованными, мелкими, ярко-окрашенными кристаллами.

Для «восстановленных» фумаролов источник газа – остывающие вулканиты. В минералах нет кислорода, воздух не участвует в формировании струй. Так как условия восстановительные, то для минералообразования характерны сульфиды и сульфосоли. Широкое распространение нашли в породах вулкана Кудрявый.

В природе масштаб фумаралитности незначительный. Но с минералами связаны промышленно значимые объекты. Например, месторождение самородной серы, сассолина (борной кислоты) и рения – Курильские острова, Силиция, Индонезия. Самым важным считается проявление месторождения самородной серы.



Это сольфатары вулкана Иджен на острове Ява (Индонезия).

Метасоматические породы

Термин «метасоматоз» введен в середине XIX века Науманном.

Определение 13.1. *Метасоматоз – замещение горных пород с изменением химического и минерального состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течении процесса замещения порода сохраняет свой объем и твердое состояние.*

Такое определение справедливо для высокотемпературных метасоматитов. В породе наблюдается не всегда.

Замещение минеральных ассоциаций происходит за счет воздействия на исходные минералы флюидов. Флюидами могут быть гидротермальные растворы, газы. Чаще всего это водные флюиды. Они просачиваются по ослабленным зонам, по микропорам, трещинам. Там, где контакт пород с флюидами наиболее простой, породы изменяются интенсивнее. Если же доступ затруднен, то изменения становятся минимальными.

В телах метасоматитов можно выделить метасоматическую колонку, передовую, промежуточную и тыловую зоны. В тыловой зоне породы максимально изменены. По мере удаления от трещины интенсивность изменения снижается.

Образование метасоматических ассоциаций связано с установлением локального химического равновесия. Наличие зон с определенным минеральным составом – характерная черта метасоматических пород. Идиоморфизм в метасоматических породах не является признаком более раннего выделения.

Признаки возрастных взаимоотношений – обрастание и пересечение. Для метасоматитов характерно массовое развитие псевдоморфоз и метакристаллов, а также значительные вариации размеров минеральных индивидов.

В метасоматитах возможен перенос и вынос вещества. Существует в природе два случая метасоматоза:

1) диффузионный

Миграция вещества в застойных поровых водах, которые находятся в микропорах за счет диффузии. Происходит переход и вынос вещества из метасоматической системы. Диффузия – медленный процесс. За счет только диффузного механизма невозможно объяснить образование крупных метасоматических тел. За счет только диффузии могут образовываться некрупные, метасоматические колонки.

2) инфильтрационный

Подразумевает перераспределение флюидов. Просачивающиеся флюиды переносят разнообразные компоненты и при этом возможен значительный масштаб переноса с последующим образованием мощных кристаллов.

В природе реализуются оба механизма. Но наибольший вклад в формирование метасоматитов вносит инфильтрационный метасоматоз.

Источники флюидов:

- магматические (ювенильные);
- вадозные воды (пресные, соленые, рассолы);
- морские воды, в том числе захороненные;
- возникшие при региональном или локальном метаморфизме, особенно углеродистых и эвапоритовых (с серой) толщ;
- смешанные.

Существуют параметры водных флюидов: плотность воды с ростом температуры до 370 °C постепенно снижается от 1 до 0,06 г/см³. В критической точке при 374 °C жидкое и газообразное состояния воды становятся неразличимыми и плотность примерно равна 0,03 г/см³. Температура в критической точке воды существенно возрастает с увеличением солености флюидов.

При образовании метасоматитов чаще используются водные растворы. Обычно они нейтральные, но иногда встречаются кислые и щелочные флюиды. В зависимости от свойств флюидов можно столкнуться с квазинейтральными соматитами (скарны, натровые пропилиты), которые формируются за счет воздействия на породу флюидов близких к нейтральным. Если они щелочные и кислые, то образуются метасоматиты щелочного и кислотного типа. К кислотному выщелачиванию относят такие соматиты, как грейзены, аргиллизиты, вторичные кварциты и другие минералы. К щелочному типу – фениты, эгириниты, содалитовые и канкринитовые породы, эйситы.

Метасоматиты формируются в большом диапазоне температур и делятся на:

* высокотемпературные – выше 500 °C

– Фениты

- Скарны
- Кварц-щелочнополевошпатовые
- * среднетемпературные – 300 - 500 С (грейзены);
- * низкотемпературные – 100 - 300 С (аргиллизиты).

Фениты

Поле образования лежит в области высоких температур. Формируются за счет действия на породы щелочных флюидов. Образуются минералы от карбонатитов, кимберлитов, нефелиновых сиенитов до щелочных гранитов. Сопровождается формирование экзоконтактовых ореолов щелочных метасоматитов.

Вмещающие породы в минералах подвергаются фенитизации. Степень фенитизации снижается по мере удаления в сторону вмещающих пород. Такие породы богаты кремнеземом, под действием щелочных флюидов начинают преобразовываться.

Образовавшиеся породы представляют собой массивные, крупные кристаллы. Имеют состав схожий с сиенитами. Но из-за высоких температур возможно подплавление и присутствие расплавов.

Для фенитов можно выделить прогрессивную (разогрев вмещающих пород) и регрессивную (резкое остывание системы) стадию.

Основными компонентами щелочных флюидов считаются $Na_2[CO_3]$, $K_2[CO_3]$. Переносят большое количество химических элементов, которые интенсивно мигрируют в щелочной среде.

С фенитами и постфенитовыми метасоматитами связаны промышленные концентрации Nb, Ta (пирохлор), Zr, Hf (циркон), REE (карбонаты). Связаны месторождения некоторых драгоценных и поделочных камней.

Скарны

Более распространенные метасоматиты. Формируются при высоких температурах под действием квазинейтральных флюидов. Образуются на контакте алюмосиликатных пород с карбонатными толщами.

Существуют эндоскарны (замещение алюмосиликатных пород) и экзоскарны (развитие по карбонатным породам), а также магнезиальные (замещающие толщи богаты магнием, более ранние и высокотемпературные) и известковые (формируются при недостатке магния) скарны.

Магнезиальные скарны – высокотемпературные метасоматиты, состоящие в основном из силикатов магния (форстерит, флогопит), магния и кальция (монтichelлит, клинопироксены, амфиболы), кальций (плаггиоклазы, скаполиты); карбонатов

кальция и магния; магнезиальных и железистых шпинелей. Развиты в контактовых зонах интрузивных тел гранитоидов, габброидов, долеритов.

Флюиды характеризуются высоким значением солености – существенно концентрированные рассолы 40-70%. Главная составляющая – хлориды.

Можно также выделить гипабассальные, мезоабиссальные и абиссальные (до давления порядка 10 кбар) скарны. Таким образом, глубинность влияет на формирование самих скарнов.

Стандартные магнезиальные скарны слагают биметасоматические тела. Существует колонка (разрез тела) стандартных ранних скарнов:

доломитовые (магнезитовые) мраморы →
кальцифиры, обычно двугарбонатные с форстеритом,
или диопсидом, или шпинелью (экзоскарны) →
скарны форстеритовые, часто со шпинелью →
скарны фассаитовые или диопсидовые, обычно со
шпинелью, часто с форстеритом →
титанит-клинопироксен-плагиоклазовые породы
(эндоскарны, продукты замещения интрузивных пород) →
гранитоиды или габброиды

Минералы магнезиальных скарнов:

- Карбонаты

Главные представители – кальцит (обогащен кальцием) и доломит (обогащен магнием). В природе встречаются твердые растворы ряда кальцит-доломит.

- Минералы с высоким содержанием железа и бора

Возможные источники бора – замещение больших масс плагиоклаза гранитоидов и габброидов или осадочные породы толщ (рассолы). Борсодержащие скарны богаты магнием. Примеры минералов: турмалин-увит, людвигит, котоит, флюоборит и ссайбелиит (ашарит).

- Шпинель и корунд

Участки перекристаллизации магнезиально-скарновых кальцифириров. Окраска минералов обусловлена примесями Fe, Cr, Ti, Mn, Co.

К скарнам повышенной щелочности относят

- Флогопит

Магнезиальные скарны, сопряженные с калийными гранитоидами. Среди поздних скарновых минералов типичны паргасит и флогопит.

- Скаполит

Примерами минералов можно считать мейонит и мариалит.

- Минералы, содержащие в составе щелочи

Например, натриевый скаполит, нефелин и продукты его замещения (содалит, гаюин, гакманит, канкринит), лазурит.

Известковые скарны – минералы, образующиеся на контакте с известняками и мраморами, поэтому преобладают кальциевые силикаты:

- главные минералы: диопсид-геденбергит, гроссуляр-андрадит, волластонит, эпидот;
- второстепенные минералы: везувиан, пироксеноиды;
- околоскарновые породы: плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, скаполит.

Температуры образования ранних минеральных ассоциаций; магнезиальные скарны – 600-800 С, известковые – 400-700 С.

Существуют различные температурные фации известковых скарнов:

- Волластонит-плагиоклазовая (Т более 700 С);
- Гранат-пироксен-волластонитовая (Т 600-700 С);
- Гранат-пироксен-плагиоклазовая (Т 530-650 С);
- Гранат-эпидотовая (Т 500-530 С);
- Пироксен-эпидотовая (Т 450-500 С).

К месторождениям магниевых скарнов можно отнести:

- Бороносные скарны (людвигит) – Якутия, Горная Шория;
- Железорудные (магнетитовые) скарны – скарны Горной Шории;

- Скарны с флогопитом, ювелирной шпинелью, корундом, минералами группы гюмита, лазурином.

К месторождениям кальциевых скарнов можно отнести:

- Железорудные (магнетитовые) скарны – г. Магнитная (Урал), Соколово-Сарбайское м-е (Казахстан);
- меднорудные скарны (халькопирит, борнит, халькозин) – Хакасия;
- вольфрамоносные скарны (шеелит) – Майхур, Чорух-Дайрон, Ингичке (Средняя Азия);
- скарны с полиметаллическим оруднением (сфалерит, галенит) – Дальнегорск (Приморье);
- скарны с кобальтовым оруднением (кобальтин) – Дашкесан (Азербайджан);
- Бороносные скарны (данбурит, датолит) – Дальнегорск (Приморье).

Лекция 14. Метасоматические, гидротермальные, метаморфические процессы минералообразования

Метасоматические процессы

Кварц-щелочнополевошпатовые метасоматиты (апограниты)

Апограниты – высокотемпературные метасоматиты, образующиеся в результате преобразования гранитоидов постмагматическими растворами, богатыми щелочами (преимущественно натрием). Такое название минералы получили за счет схожести по многим признакам с гранитами.

Развиваются в апикальных частях интрузивов высокоглиноземистых лейкократовых и аляскитовых гранитов. Главные минералы: альбит, кварц и калиевый полевой шпат.

Минералы формируются при действии на породы щелочных растворов. Метасоматиты обогащены определенным набором элементов, который переносится с раствором. К таким элементам относят: $F, Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Zr, Hf, Sn, U, REE$. В зависимости от содежания с такими породами могут быть связаны промышленно важные месторождения.

Грейзены

Формируются при средних температурах и при кислых значениях pH среды. Грейзены – фтористые высоко-среднетемпературные метасоматиты.

На породы действуют кислые, агрессивные флюиды с важнейшей составляющей – фторидами. Часто встречаются совместно с высокотемпературными апогранитами.

Метасоматиты грейзеновой формации образуются при изменении гранитов, преимущественно в апикальных частях гранитных массивов на глубине 1,5-4 км. Характерны штокверковые тела. Развиваются по вулканитам, метаморфитам или осадочным породам.

Классические грейзеновые формации развиваются по гранитам. Калиевые полевые шпаты не устойчивы в кислых условиях:



Таким образом, биотит замещается мусковитом, кальций плагиоклазов связывает фтор с образованием флюорита.

Если условия образования минералов нестандартные, например, породы высокотемпературные или высокофтористые, то образуются цвиттеры. Минералы обладают темной окраской.

Вместе с летучими компонентами (F, B, Cl) при грейзенизации приносят Sn, W, Be, Mo, Bi, Ta, Nb, которые приводят к формированию характерных грейзеновых минералов. Например, мусковит, циннвальдит, топаз, минералы группы турмалина, флюорит, берилл.

Важнейшими минералами, характеризующими грейзены, считают касситерит, вольфрамит или шеелит, минералы ряда танталит-колумбит, молибденит, висмутин или самородный висмут, арсенопирит, леллингит.

Многие минералы являются промышленно важными.

Существует месторождение минералов грейзеновой формации: «изумрудные копи». Расположено на восточном склоне Среднего Урала. Месторождения приурочены к серпентенитам и серпентизированным перидотитам. Сложены слюдой – флогопитом. Химия отвечает классическим грейzenам, но минеральные формы совершенно иные, так как основой являются не граниты, а серпентизированные ультраметаморфиты.

Средне- и низкотемпературные метасоматиты

Пропилиты – средне- или низкотемпературные зеленокаменные породы образующиеся в диапазоне температур от 200 до 350 °C под действием слабо агрессивных гидротермальных растворов (от слабо кислых до нейтральных).

Развиваются на небольших глубинах. Изменению подвергаются магматические породы. Пропилиты сложены актинолитом, альбитом, эпидотом, биотитом, хлоритами, пиритами и другими минералами. Иногда встречается турмалин.

Березиты и листовениты – средне- или низкотемпературные плутогенные углекислотные метасоматиты. Минералы сложены кварцем, карбонатами, пиритом (березит в основном) и фукситом (в основном листовенит). С метасоматитами данного типа связана большая часть гидротермальных плутогенных месторождений золота.

Аргиллизиты – низкотемпературные кислотные метасоматиты, при образовании которых исходные породы замещаются разнообразными глинистыми минералами (сметтиты, минералы подгруппы каолинита, смешанослойные минералы).

Вторичные кварциты – средне- или низкотемпературные метасоматические породы кварцитовидного облика, образованные в субвулканических или вулканических комплексах по породам различного, но преимущественно кремнекислого, состава.

Представляю собой крайнюю степень послемагматического кислотного выщелачивания. Многие компоненты выносятся из минералов, например, калий, натрий. Минеральный состав: кварц, серицит или алунит. Могут присутствовать корунд, диаспор, андалузит, профиллит, диккит.

Гидротермальные процессы

Гидротермальные растворы могут иметь различное происхождение. Магматогенные воды, богатые растворенными летучими компонентами магмы (HCl , HF), что определяет кислый характер глубинных гидротерм. Растворы обогащены элементами, не вошедшими в порообразующие минералы, – W , Mo , Sn , Be , U , Cu , Zn , Pb , Au , Ag , Bi .

Если происходят процессы гидротермального метаморфизма, то возможно образование метаморфогенных вод. В результате растворы смешиваются и образуются гидридные растворы.

Существуют различные формы переноса рудных элементов в растворах:

- * Комплексные соединения;
- * Коллоидные растворы;
- * При повышении температуры и давления значительно увеличивается истинная растворимость компонентов и делает возможным их перенос в виде прямых ионных растворов.

Гидротермальные растворы в природе встречаются в виде жил. Они делятся на жилы выполнения, которые формируются в трещинах и минералы отлагаются на стенках, и замещения, которые формируются на системах трещин, мигрируют по ним, взаимодействуя с замещающей породой.

В соответствии с температурой образования гидротермальные месторождения обычно делят на:

- * высокотемпературные (гипотермальные), возникающие при $T > 300^\circ\text{C}$;
- * среднетемпературные (мезотермальные), возникающие при $200 < T < 300^\circ\text{C}$;
- * низкотемпературные (эпитермальные), возникающие при $T < 200^\circ\text{C}$.

В зависимости от геологической обстановки выделяют

* плутоногенные

Связаны с магматическими интрузивными телами. Формируются либо на контакте замещающих тел, либо внутри интрузива, либо неподалеку от материнской интрузии.

Как правило, формируются высоко- и среднетемпературные гидротермальные минерализации.

К типу относят высокотемпературные кварцевые жилы, пространственно и генетически тесно связанные с грейзенами (вольфрамит, молибденит, берилл и другие). Среднетемпературные – многочисленные золото-кварцевые и полиметаллические гидротермальные месторождения.

* вулканогенные

Формируются в связи с малоглубинными очагами. Могут быть связаны с наземным вулканизмом или подводным.

Существенная роль в формировании таких гидротерм принадлежит метеорным или морским водам. Соленость достаточно низкая.

Минералообразование идет в близповерхностных условиях, то есть при быстром изменении температуры, частых тектонических подвижках (сброс давления) и изменениях состава гидротермальных растворов (смешение с метеорными водами принципиально меняют состав, Eh, pH растворов).

Для минералов характерны ритмично-полосчатые мелкозернистые до колломорфных агрегаты, размеры незначительные, типичны расщепленные и скелетные кристаллы, дендриты, контрастная зональность, совмещение высоко- и низкотемпературных ассоциаций.

* телетермальные

Не имеют видимой связи с магматизмом. Принято считать, что это растворы, далеко ушедшие от своего непосредственного источника. Минерализация нередко приурочена к зонам глубинных разломов.

Относят месторождения флюорита, Hg, Sb, As.

Метаморфические процессы

Существует большое количество различных типов метаморфизма:

1) эндогенный:

- региональный;
- контактовый (ороговикование);

2) космогенный (ударный)

Региональный метаморфизм – преобразование горных пород любого генезиса в результате изменения физико-химических условий в ходе погружения или подъема крупных блоков земной коры.

Важнейшими факторами, которые определяют степень метаморфизма, считают температуру, давление и присутствие летучих компонентов. Существует верхний предел регионального метаморфизма – это температура образования магматического расплава, которая зависит от состава пород и их насыщенности водой.

При увеличении температуры и давления породы подвергаются перекристаллизации и происходит увеличение минеральных видов. Процесс является энергетически выгодным. Может происходить уплотнение породы, обезвоживание. С увеличением давления структуры меняются с менее плотных на более, при этом увеличивается координационное число элементов в структурах минералов. Также последовательное уменьшение роли воды (и уголекислоты) в минералах с ростом температуры.

По степени интенсивности процесс метаморфизма можно разделить на области, отвечающие определенному давлению и температуре. Таким областям соответствуют определенные минеральные ассоциации, которые в этом диапазоне стабильные.

Фация метаморфизма – область термодинамической устойчивости метаморфических пород, выделяемая относительно факторов метаморфизма – давление, температура и флюидного режима. Определенным фациям отвечают определенные минеральные ассоциации, которые при данных условиях устойчивы. Фации метаморфизма именуются по характерным минералам или облику пород. Метаморфические фации выделяют для метабазитов, метапелитов и карбонатных пород.

1) низкая (низкоградная) степень метаморфизма

Присутствие водосодержащих минералов, сланцеватых текстур, относительно небольшая прочность пород, в породах могут сохраняться полости.

2) средняя степень метаморфизма

Возможно частичное плавление пород.

3) высокая степень метаморфизма

Развиты безводные ми нералы, текстуры гнейсовидные, массивные, широко проявлено плавление пород, высокая прочность пород.

Низкоградный метаморфизм

К низкоградному метаморфизму относятся породы, которые оказались метаморфизованными фациями цеолитовой (ЦФ) и пумпеллиитовой (ППФ).

Параметры ЦФ: $T = 150-290\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 1-5\text{ кбар}$.

Параметры ППФ: $T = 270-340\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 2-6\text{ кбар}$.

Для цеолитовой фации характерны минералы, содержащие в составе натрия или совокупность натрия и кальция. Формируются при низких температурах, около $200\text{ }^{\circ}\text{C}$. Вместе с ними встречаются минералы кремнезема – кварцы. В высокотемпературной части (до $300\text{ }^{\circ}\text{C}$) появляется минерал ломонтит. Для пумпеллиитовой фации характерны пренит и пумпеллиит. Особенность: флюидное давление доминирует над электростатическим. То есть сохраняются трещины и полости, в которых могут расти новообразованные минералы.

Такие породы развиты в складчатых областях. Часто незаметны человеческому глазу.

Процессы низкоградного метаморфизма проходят при повышенном давлении кислорода. В минералах железо находится в трехвалентной форме. Золотистая или красноватая окраска агатов ЦФ обусловлена тонкодисперсными гетитом и лепидокрокитом. В значительной степени сера связана именно в сульфатах.

При низкоградном метаморфизме многие минералы оказываются неустойчивыми. Например, вулканическое стекло, оливин, ортопироксен. Но присутствуют устойчивые минералы – хромшпинелиды, авгиты и амфиболы. Титаномагнетит в процессе растворяется и поэтому магнитная восприимчивость метаморфитов низкая и сильно изменчивая по площади из-за неравномерности проявления низкоградного метаморфизма. Возможно образование вторичных кварца и халцедона (агата) в миндаликах или в трещинах пород.

Фация зеленых сланцев

Переход от метасоматитов к метаморфитам фаций зеленых сланцев фиксируется исчезновением пренита и пумпеллиита, которые сменяются эпидотом-клиноцоизитом,

термолитом-актинолитом и хлоритом. В жильных образованиях аксинит сменяется турмалином.

Параметры ФЗС: $T = 350-450\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 2-3 - 10\text{ кбар}$.

В наиболее высокотемпературной части в метапелитах, обогащенных железом, появляется альмандин в ассоциации с хлоритом. В частях фации, обогащенных марганцем, появляется спессартин.

Амфиболитовая фация

Переход от метасоматитов к метаморфитам фиксируется исчезновением альбита, пирофиллита, большей части хлоритов и тремолита-актинолита, которые сменяются олигоклазом-андезином, роговой обманкой. Появляются альмандин, ставролит и кордиерит.

Параметры АФ: $T = 450-700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 3-4 - 11\text{ кбар}$.

В пределах фации можно выделять субфации: низкотемпературную эпидот- амфиболитовую и высокотемпературную амфиболитовую (без эпидотовую).

Для метапелитов характерны андалузит (для невысоких давлений) и кианит (для высоких давлений), с которыми ассоциируются ставролит и кордиерит. В высокотемпературной части они сменяются на силлиманит.

С амфиболитовой фацией связаны месторождения поделочных камней: рубинов, сапфиров, нефритов, скаполитов и других.

В высокотемпературной части породы могут испытывать частичное или полное плавление. Поэтому в ней широко распространены мигматиты и мигматизированные породы.

Жилы альпийского типа

Альпийские жилы – гидротермальные жилы, развитые в массивах метаморфических пород амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев в ядрах складчатых сооружений, которые испытывают медленное воздымание.

Жилы альпийского типа выполняют отдельные трещины и системы трещин гидроразрыва среди метаморфитов. Минеральный состав альпийских жил соответствует минеральному составу окружающих метаморфитов.

Гранулитовая фация

Переход от метасоматитов к метаморфитам фиксируется появлением ортопироксенов, с которыми ассоциирует клинопироксены, калишпат-пертит, титаномagnetит, рутил, ильменит, пироп-альмандин и гроссуляр-пироп-альмандин.

Параметры ГФ: $T = 700-1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 3-15\text{ кбар}$.

Фация делится на роговообманково-гранулитовую и более высокотемпературную – пироксен-гранулитовую (без амфиболов, биотита и мусковита) субфации.

К типичным самоцветам относят рубин, сапфир, пироп-альмандин, кианит, шпинель.

Ультравысокобарный (фация голубых сланцев, эклогитовая фация) метаморфизм

В фации голубых сланцев происходит захват породы океанской корой в зонах субдукции.

Параметры ФГС: $T = 100-400\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 5-15\text{ кбар}$.

Характерны такие минералы, как глаукофан, лавсонит, цоизит (эпидот), хлорит, альбит и арагонит.

Типичные минералы эклогитовой фации характерны для метобазитов. Минералы: гранат (гроссуляр-альмандин-пиропового состава), омфациит, кианит и рутил.

Фации такого типа характерны для кимберлитов. Также возможны полиморфные переходы: кварц - коэсит, графит - алмаз.

Лекция 15. Экзогенные процессы минералообразования

Это такие процессы, которые протекают на поверхности Земли или при поверхностных горизонтах. Основа разделения эндогенных и экзогенных процессов – это источник энергии.

Определение 15.1. *Экзогенные процессы – процессы, развивающиеся на поверхности Земли или в непосредственной близости от поверхности под влиянием энергии Солнца, воды, ветра, свободного кислорода и углекислого газа атмосферы.*

Определение 15.2. *«Гипергенные» процессы – это процессы экзогенных образований, генетически связанных с процессами выветривания, сформировавшихся в обстановке низких температур и давлений при активном участии воды, насыщенной атмосферными газами, прежде всего кислородом.*

К гипергенным процессам можно отнести процессы окисления рудных месторождений полезных ископаемых, формирование кор выветривания и почв. Осадочные образования, характеризующиеся большой спецификой осаджения и диагенеза осадков, являются «негипергенным» экзогенезом.

Экзогенные процессы минералообразования:

- 1) осадкообразование – механические, хемогенные и биогенные осадочные породы;
- 2) процессы выветривания и окисления – коры выветривания, зоны окисления;
- 3) инфильтрационные процессы;
- 4) криогенные процессы;
- 5) карст.

Осадочный процесс минералообразования

Осадочные породы могут образоваться в разнообразных водах: морских, бассейновых, озерных. Происходит перенос вещества с последующим их накоплением. Если твердые частицы или обломки, снесенные в море, откладываются на дне на разном расстоянии от берега, то такие осадки называются *терригенными*. Наиболее крупные частицы передвигаются недалеко от береговой линии. Если же образование новых минералов происходит путем выпадения осадка из истинных или коллоидных растворов, то это *хемогенные* (химические) осадки.

Определение 15.3. *Диагенез – процесс минералообразования, который характеризуется превращением осадка в осадочные породы.*

Осадки уплотняются, происходят различные химические процессы, в результате которых атмосфера превращается из окислительной в восстановительную. При этом может изменяться значение pH иловых растворов. Осадок подвергается изменениям. В стадию диагенеза входит образование конкреций сульфидов (пирит, марказит), карбонатов (сидерит), фосфоритов, кремниевых стяжений.

По солености бассейны делятся на нормальные (открытые моря) и повышенной (замкнутые водоемы) солености. В бассейнах с повышенной соленостью скорость испарения превышает скорость поступления новых порций раствора.

Порядок выпадения солей в бассейнах повышенной солености зависит от их растворимости, концентрации в растворе, температуры раствора и времени кристаллизации, присутствия других солей.

В соленой толще можно выделить колонки соляных отложений:

- Карбонатная зона (кальцит, аргонит);
- Гипс-ангидритовая зона с карбонатами;
- Галитовая зона;
- Зона сульфатов магния (эпсомит, полигалит);
- Сильвиновая;
- Карналлитовая;
- Бишофитовая;
- Боратная.

При попадании на поверхность пород и рудных тел многие элементы выщелачиваются. Компоненты попадают в грунтовые воды и мигрируют. Растворенные вещества могут переноситься водами достаточно на большое расстояние. Отложение минералов происходит на геохимических барьерах.

Определение 15.4. *Геохимические барьеры – участки в которых на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции, приводящее к концентрации химических элементов.*

Важную роль играют физико-химические барьеры: окислительно- восстановительные, щелочные, кислотные и другие.

Вблизи уровня грунтовых вод находятся залежи инфильтрационных месторождений и имеют пластовую форму. К таким месторождениям можно отнести уран, медь и ванадий.

Коры выветривания

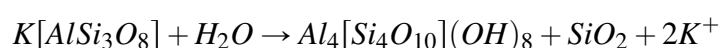
Коры выветривания формируются за счет взаимодействия пород, которые оказались на поверхности, с водой. Вода насыщена разнообразными компонентами: атмосферные газы (кислород, углекислый газ), серная кислота, гуминовые кислоты и другие.

Обстановка формирования минералов отличается от условий формирования большинства горных пород. Такие минералы оказываются неустойчивыми на поверхности и разрушаются. Устойчивость минералов к кристаллизации обратна ряду Боуэна.

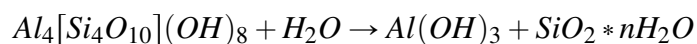
При выветривании горных пород:

- Смена валентности элементов, находящихся в низших степенях окисления (S^{2-} , Fe^{2+} , Mn^{2+} и другие);
- вынос легкорастворимых компонентов K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} ;
- накопление труднорастворимых продуктов – Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 .

При формировании кор выветривания по силикатным породам (силикаты и алюмосиликаты) происходит гидролиз:



В результате из ортоклаза может образоваться при гидролизе каолинит и раствор, содержащий большое количество калия. Если гидролиз проводить дальше



Таким образом, при полном гидролизе образуется из ортоклаза гиббсит или латериты (гидроксид алюминия) и опал (кремнезем).

Формирование кор определяется климатом, в котором протекают процессы. В умеренном климате – до стадии образования гидрослюд. Во влажном теплом климате выветривание происходит до образования каолинита. А в тропическом – образование латеритов.

Минеральный состав руд:

1) Каолинитовые:

- * главные минералы: каолинит, галлуазит, монтмориллонит, гидрослюда;
- * второстепенные минералы: кварц, халцедон, опал, оксиды и гидроксиды железа, рутил, циркон;

2) Бокситовые:

- * главные минералы: диаспор, бемит, гиббсит;
- * второстепенные минералы: каолинит, оксиды и гидроксиды железа;

3) Бурые железняки:

- * главные минералы: оксиды и гидроксиды железа;
- * второстепенные минералы: оксиды и гидроксиды марганца, нонтронит, каолинит;

4) Силикатно-никелевые:

- * главные минералы: Ni-нонтронит, гарниерит, галлуазит, серпентин, гидроксиды железа, марганца и кобальта, карбонаты, халцедон, опал;
- * второстепенные минералы: шпинелиды, хлорит, оливин, пироксены.

Минералогия зон гипергенеза рудных месторождений

Определение 15.5. *Зона гипергенеза рудных месторождений – это зона взаимодействия руд и вмещающих их пород с поверхностными агентами, в первую очередь с поверхностными водами.*

Принципиально изменяется вещественный состав руд, химический состав, то есть многие компоненты активно выщелачиваются из минералов, и минеральный состав. В основном встречаются для сульфидных, арсенидных и им подобных пород.

Для халькогенидов происходит замещение на кислородные соединения. Для таких зон характерны «зоны окисления».

Окисленные руды являются удобными для обработки, так как часто породы являются рыхлыми. Руды богаты многими компонентами: медь, цинк, свинец, золото и другие.

Зоны гипергенных месторождений формируются на суше, при взаимодействии исходных руд с подземными водами, атмосферными и иногда биосферными агентами. Существует диапазон условий формирования зон:

- давление – атмосферное или очень близкое к атмосферному;
- температура – определяется климатом, в основном в диапазоне от -30-50 до 50-80 С;
- pH растворов – от 1-2 до 7, редко до 8-9.

Специфика минералогии:

- * геохимия: большой набор химических элементов, среди которых важную роль играют халькофильные (S, Cu, Zn, Pb, As, Sb), целый ряд элементов входит в состав минералов в высоковалентных состояниях (S^{6+} , Fe^{3+} , As^{5+} , V^{5+} , Cr^{6+} , Mo^{6+} , W^{6+});
- * существенная роль не только обычных атмосферных агентов и анионных компонентов поверхностных вод (O^{2-} , H_2O , CO_2 , Cl^-), но и свободной серной кислоты, а в некоторых случаях мышьяковых кислот и даже более экзотических, в зависимости от содержания в первичных рудах и рудовмещающих породах анионообразующих компонентов (V, Se, Te, Mo, W, Cr);
- * важная роль электрохимических взаимодействий в процессах разложения рудных минералов;
- * резкое усиление процессов окисления сульфидов при участии микроорганизмов.

Факторы, влияющие на развитие зоны окисления:

1) Климатические:

- * среднегодовая температура;
- * количество осадков;

2) Тектонический:

- * соотношение скорости окисления и скорости эрозии;

3) Химические:

- * руд и рудовмещающих пород (количество пирита, присутствие карбонатных пород в контакте с рудным телом и другие);
- * грунтовых вод (обогащенность хлором, щелочами, углекислотой);

4) Условия залегания руд и механические свойства вмещающих пород:

- * степень равномерности водопроницаемости;
- * наличие разломов, зон трещиноватости.

Рассмотрим строение зоны гипергенеза (Рис. 15.1).

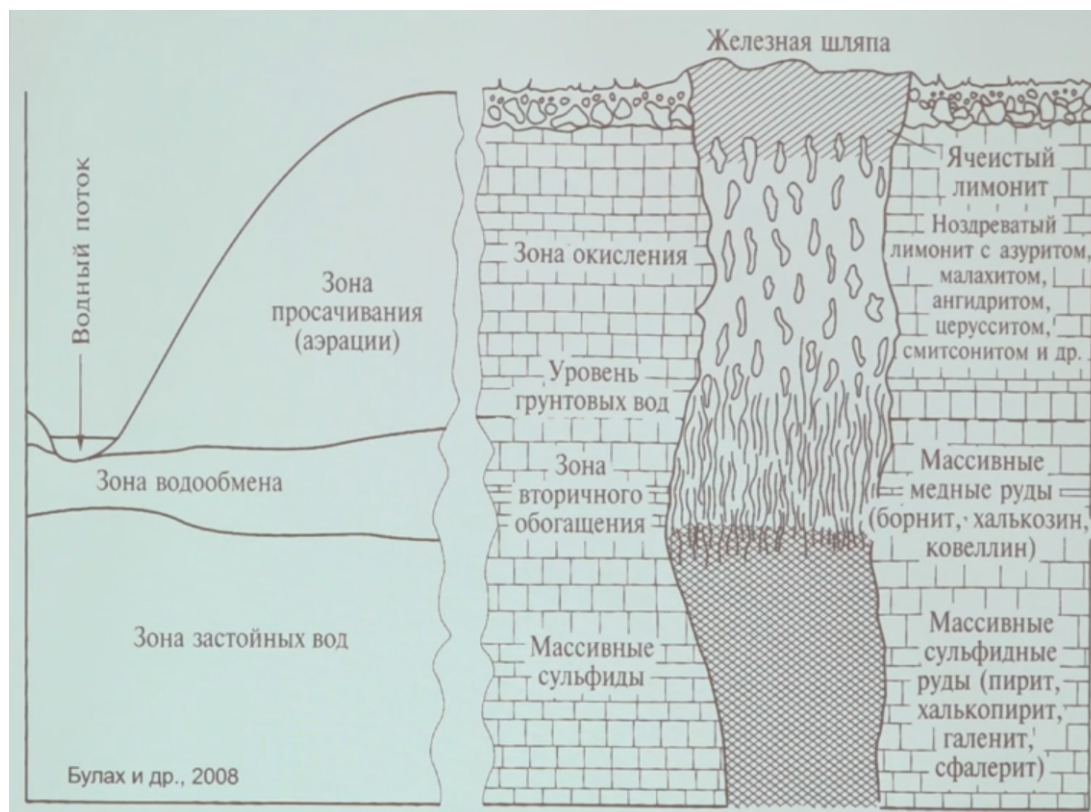


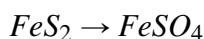
Рис. 15.1. Строение зоны гипергенеза

В верхней части располагается «железная шляпа» – участок окисленного рудного тела, который изменен максимально. Она сменяется зоной окисления, которая переходит в зону вторичного обогащения. В самом конце расположена зона «массивные сульфиды».

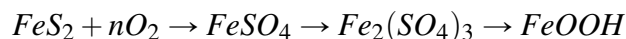
Уровень грунтовых вод определяет границу окисленных руд и вторичного обогащения. Выше грунтовых – растворы, насыщенные кислородом (окислительные), а ниже – количество кислорода снижается и происходит изменение условий (восстановительные).

В зоне окисления за счет присутствия в воде большого количества кислорода происходит окисление сульфидов, арсенидов и их аналогов с образованием сульфатов, арсенатов и других соединений.

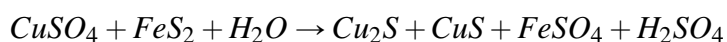




Сульфаты меди, железа и цинка растворимы и проникают в виде растворов в нижнюю часть зоны окисления. В верхней части скапливаются нерастворимые соединения железа («железная шляпа»):



Самой богатой минералами оказывается зона вторичного обогащения. Растворы, проникая на более глубокие зоны, ниже уровня грунтовых вод, оказываются в восстановительных условиях. Сульфаты реагируют с первичными сульфитами:



Вторичные сульфиды могут «цементировать» зоны или образовывать зону вторичного сульфидного обогащения.

Зоны вторичного обогащения богаты медными рудами:

- борнит 64% Cu;
- ковеллин 66,5 % Cu;
- халькозин 80% Cu.

При сравнении разных зон гипергенеза с разной степенью проработки можно выделить стадии развития:

- 1) Начальные стадии: Преобладают водорастворимые простые сульфаты («купоросы»), реликтов сульфидов еще много;
- 2) Средние стадии: Преобладают труднорастворимые основные сульфаты, появляются уже в заметном количестве карбонаты, оксиды и гидроксиды, арсенаты; реликтов сульфидов уже мало;
- 3) Зрелые стадии: Сульфатов становится значительно меньше, преобладают карбонаты, оксиды и гидроксиды, развиваются минералы, содержащие анионы, привнесенные из боковых пород, реликтов сульфидов уже нет или почти нет;
- 4) Конечные, «пострудные» стадии: Остаются кремнезем, оксиды железа и марганца, силикаты алюминия, рудные компоненты полностью или почти полностью вынесены из зоны.

В зоне гипергенеза находится большое разнообразие минералов. Это связано с тем, что в зоне находится большое разнообразие первичных руд и условий протекания гипергенных процессов. Характерны сульфаты, арсенаты и ванадаты, другие вещества тоже встречаются, но реже.

Элементы и их соединения

Главные «нерудные» компоненты

К таким компонентам относят: Si, Al, Mg, Mn, Ca, Na, K.

Если речь идет о начальных стадиях зон окисления – магний, кальций и марганец образуют водорастворимые сульфаты.

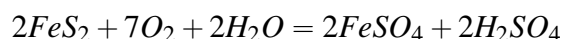
Алюминий, кремний, марганец образуют на средних и зрелых стадиях оксиды и гидроксиды (марганец окисляется до трех- или четырехвалентного). Кремний и алюминий в большом количестве входят в состав глинистых минералов, а натрий, калий и магний выносятся из зоны.

Железо

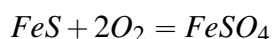
Железо является ведущим рудным компонентом зоны гипергенеза большинства месторождений.

Главные первичные минералы: пирит, пирротин, в меньшей степени арсенопирит, марказит, халькопирит; карбонаты – сидерит, Fe-доломит, анкерит; оксиды – магнетит, гематит; силикаты – пироксены, амфиболы, гранаты, биотит.

Наиболее важен пирит, так как именно окисление дисульфида уже на первой стадии дает свободную серную кислоту:

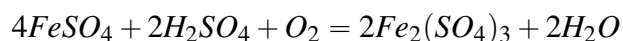
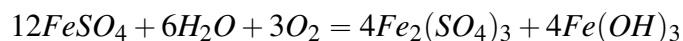


Все остальные сульфиды дают в гидролизе только сульфаты:



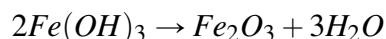
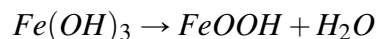
На начальной стадии образуется мелантерит $Fe[SO_4] \cdot 7H_2O$. При дальнейшей гидратации возможно образование сульфатов с меньшим количеством воды.

Железо обладает двумя степенями окисления: +2 и +3. В зоне гипергенеза происходит окисление железа до трехвалентного:



В отличие от сульфатов двухвалентного железа, сульфаты железа +3 малорастворимы. Характерны для средних стадий зон окисления. Это минералы группы ярозита.

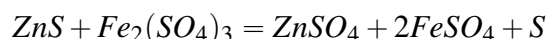
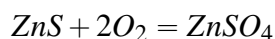
На последней стадии образуются оксид, гидроксид, оксигидроксид железа. Характерные минералы: лимонит, гематит.



Цинк

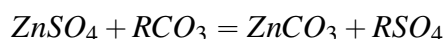
Главный первичный минерал – сфалерит. Цинк входит в состав и других минералов, встречаются сульфо-соли. Также возможно образование серии водорастворимых «эфимерных» простых сульфатов составом $ZnSO_4 \cdot nH_2O$.

На первой стадии окисления образуется



В отличие от железа, цинк может быть только в двухвалентном состоянии.

Если в растворе присутствуют карбонаты или уголекислота, то может образовываться карбонат цинка (смитсонит):



Нередко в природе встречается основной карбонат цинка – аурихальцит $(Zn,Cu)_5[CO_3]_2(OH)_6$. При избытке кремнезема образуется гемиморфит (каламин) $Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$.

Кадмий

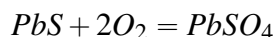
Кадмий более редкий элемент, по сравнению с цинком. Как правило, мигрирует в гидротермальных системах вместе с цинком и входит в состав цинкосодержащих минералов. Кадмий считается типичной примесью для сфалерита.

Хоть при гидротермальных условиях металлы ведут себя схоже, в зоне гипергенеза они различаются по свойствам. При окислении сфалерита образуются сульфаты цинка, которые хорошо растворяются в воде, а значит компонент будет выноситься растворами на поверхность. Кадмий же устойчив в гипергенных обстановках. Поэтому при выщелачивании цинка из сфалерита происходит образование сульфида кадмия (гринокита).

Свинец

Главный первичный минерал – галенит. Свинец входит в состав и других минералов, встречаются сульфа-соли.

На первой стадии окисления образуется



Сульфат свинца (англезит) плохо растворим в воде. Поэтому он не перемещается от разлагающегося сульфида свинца. То есть происходит обрастание, нарастание на первичный минерал.

В присутствии углекислоты англезит неустойчив и замещается еще более труднорастворимым минералом – церусситом ($PbCO_3$).

Разделение цинка и свинца от других элементов происходит в зоне окисления. В верхних частях наблюдаются тела, которые насыщены свинцом. В этой толще не наблюдаются минералы, содержащие цинк. Сульфаты цинка растворимы и выносятся в глубины, трещины карбонатной толщи, где образуются менее подвижные карбонаты.

Для свинца характерны следующие минералы: сурик Pb_3O_4 , коронадит $Pb(Mn_7^{4+}Mn^{2+})O_{16}$.

Медь

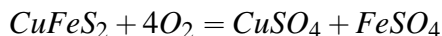
Минералы меди разнообразны в зоне гипергенеза, нередко яркие.

Для меди характерно:

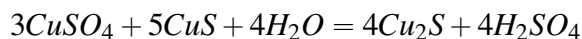
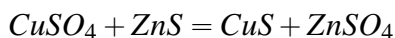
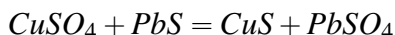
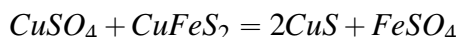
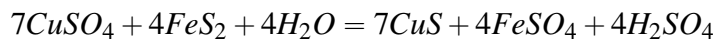
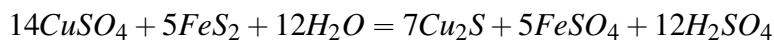
- 1) достаточно легко меняет валентность, но не окисляясь до своего основного состояния $2+$, а восстанавливаясь до одновалентного или до нуля;
- 2) в двухвалентном состоянии обладает большой подвижностью, очень легко мигрирует в водных растворах и может сильно перераспределяться в зоне гипергенеза, иногда до практически полного отсутствия в верхних подзонах;
- 3) резко халькофильна и способна давать в больших количествах гипергенные сульфиды, концентрируясь в зоне вторичного сульфидного обогащения;
- 4) большинство гипергенных минералов двухвалентной меди окрашено ярко, что является важным в качестве поискового признака на сульфидное оруднение, залегающее на глубине.

Главный первичный минерал – халькопирит, также характерно образование халькозина, борнита, блеклых руд.

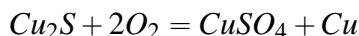
На первой стадии окисления образуется



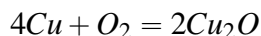
Также происходит образование гипергенных сульфидов меди:



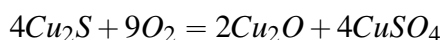
Наиболее часто встречается самородная медь:



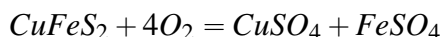
Цементная медь может образовываться при вытеснении железом элемента из сульфатов. Возможно также образование куприта при окислении самородной меди:



Также может образовываться при окислении куприта:



Для зон окисления характерно большое содержание сульфатов меди, так как минерализация элемента начинается с «купоросной» стадии.



В отличие от других сульфатов, для меди характерно образование пятиводного комплекса.

К ряду медных минералов относят брошантит $\text{Cu}[\text{SO}_4](\text{OH})_6$, антлерит $\text{Cu}_3[\text{SO}_4](\text{OH})_4$, линарит $\text{PbCu}[\text{SO}_4](\text{OH})_2$.

Азурит и малахит образуются в различных обстановках. При снижении содержания меди азурит будет замещаться более поздним малахитом, также путем замещения. При высоком давлении углекислого газа возможно образование азурита в большей степени.

Малахит – самый распространенный гипергенный минерал меди и один из самых устойчивых в приповерхностных условиях. Часто напрямую замещает не только азурит, но и сульфаты меди, куприт, тенорит, атакамит и другие медные минералы.

В зрелой зоне окисления могут встречаться фосфаты меди: псевдомалахит $Cu_5(PO_4)_2(OH)_4$, либетенит Cu_2PO_4OH , бирюза $CuAl_6[PO_4]_4(OH)_8$. Также широко распространены минералы – силикаты, то есть диоптаз и хризоколла.

Серебро

Концентрируется в исходных разнообразных минералах: собственных, сульфосолях и примесных.

Серебро подобно меди. В восстановительных обстановках элемент образует минерал самородное серебро или акантит. Но в некоторых случаях можно столкнуться с галогенидами серебра.

Для серебра характерна только валентность единица.

Минералы: хлораргирит, бромаргирит, йодаргирит.

Ртуть

Первичным концентратором ртути считаются сульфосоли. Самыми главными считаются блеклые руды, которые концентрируют в своем составе серебро и ртуть.

При разрушении первичных минералов ртути в зоне гипергенеза могут образовываться гипергенные антимониты. Также можно обнаружить самородную ртуть и каломель.

Никель и кобальт

Главные первичные минералы: пентландит, миллерит, Ni- и Co-содержащие тиошпинели.

На первой стадии окисления формируются сульфаты никеля и кобальта. На второй стадии могут образоваться карбонаты: гаспеит $NiCO_3$ и сферокобальтит $CoCO_3$.

Селен

Первичные минералы селенида (клаусталит $PbSe$, умангит Cu_3Se_2 , крутаит $CuSe_2$).

Из гипергенных минералов наиболее распространены селениты – соли селенистой кислоты, а селенаты – соли селеновой кислоты, являются редкими.

Теллур

Первичные минералы – теллуриды (гессит Ag_2Te , алгаит $PbTe$, сильванит $(Ag,Au)Te_2$, петцит Ag_3AuTe_2), самородный теллур.

Гипергенные минералы – оксиды Te^{4+} , теллуриды Te^{4+} и теллулаты Te^{6+} .

Мышьяк

Главный первичный минерал – арсенопирит $FeAsS$.

Другими первичными минералами считают аурипигмент As_2S_3 , реальгар AsS , блеклые руды, сульфо-соли, арсениды и сульфоарсениды Ni, Co, Fe, самородный мышьяк.

Окисление минералов начинается с появления оксидов трехвалентного мышьяка.

Среди гипергенных минералов резко преобладают арсенаты – соли мышьяковой кислоты, а из них наибольшие скопления образует скородит $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$.

Широко распространены адамин $Zn_2[AsO_4]OH$, оливинит $Cu_2[AsO_4]OH$, конихальцит $CaCu[AsO_4]OH$ и арсенаты никеля и кобальта.

Ванадий

Ванадий – элемент, способный находиться в природе в нескольких валентных состояниях, но в зоне окисления рудных месторождений практически всегда в виде валентности пять. То есть присутствуют ванадаты.

Источником ванадия выступают сульфиды, обычно высвобождается при разложении силикатов.

Минералы: деклуазит, мотттрамит, фольбортит, ванадинит.

Хром

Поступает в зону окисления из окружающих пород, будучи мобилизованным в основном состоянии из силикатов.

В зоне элемент окисляется до шестивалентного хрома и образуются хроматы, из которых наименьшей растворимостью обладают хроматы свинца.

Минералы: крокоит.

Молибден и вольфрам

В зоне окисления имеют шестивалентную форму. Они в одних случаях сходны по поведению и характеризуются изоморфной смесимостью, в других же четко разделяются.

Гипергенные минералы молибдена распространены намного шире, чем вольфрама. В значительной мере это связано с разной устойчивостью их эндогенных минералов.

Первичные минералы – молибденит MoS_2 , вольфрамит $(Fe, Mn)WO_4$, шеелит $CaWO_4$.

Наиболее характерный минерал для зрелой зоны гипергенеза – вульфенит $PbMoO_4$.

Уран

Четырехвалентный уран легко окисляется до шестивалентного с образованием катиона уранила UO_2^{2+} .

Гипергенная минералогия урана – это практически только минералогия уранила. Она очень разнообразна: более 200 минералов.

Вторичные минералы урана до сих пор весьма важны для уранодобывающей промышленности.

Первичные минералы: уранинит UO_2 , коффинит $USiO_4$, браннерит UTi_2O_6 .

Наиболее распространены фосфатные урановые слюдки: отенит, метаотенит, ураноцирцит и другие. А также широкое распространение имеют арсенаты и ванадаты уранила. Менее распространены силикаты (уранофан, болвудит), карбонаты и оксиды (шепит, шрекингерит).



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
Л Е К Ц И И У Ч Е Н Ы Х М Г У