

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Кузбасский государственный технический университет
имени Т.Ф. Горбачева»

Кафедра геологии

А.А. Возная

ГЕОЛОГИЯ

Лабораторный практикум Часть 1

Рекомендовано учебно-методической комиссией
специальности 130400.65 «Горное дело»
в качестве электронного издания
для использования в учебном процессе

Кемерово 2013

Рецензенты:

Недосекина Л. С. - ст. преподаватель кафедры «Геологии»
Филимонов К. А. - председатель учебно-методической комиссии
специальности 130400.65 «Горное дело», зав. кафедрой РМПИПС, к.т.н.

Возная Анна Анатольевна. Геология. Часть 1. [Электронный ресурс]: лабораторный практикум для студентов специальности 130400.65 «Горное дело», специализации 130401.65 «Подземная разработка пластовых месторождений», 130403.65 «Открытые горные работы», 130404.65 «Маркшейдерское дело», 130405.65 «Шахтное и подземное строительство», 130406.65 «Обогащение полезных ископаемых», 130412.65 «Технологическая безопасность и горно-спасательное дело» очной формы обучения / А. А. Возная. – Электрон. дан. – Кемерово: КузГТУ, 2013. – Систем. требования : Pentium IV ; ОЗУ 4,33 Мб ; Windows 95; мышь. – Загл. с экрана.

Включены указания к выполнению пяти лабораторных работ по разделу «Минералогия и петрография» дисциплины «Геология». Содержат необходимый объём базовых сведений и понятий, а также рекомендации и практические приёмы работы по определению минералов и горных пород.

ВВЕДЕНИЕ

Лабораторные работы цикла «**Минералогия и петрография**» занимают важнейшее место в подготовке студентов направления 130400.65 «Горное дело», и являются наиболее сложными для усвоения дисциплины «Геология». Они требуют значительного объема самостоятельной работы студента с литературой, с каменным материалом, а также необходимость запоминания большого количества новых терминов и диагностических свойств отдельных минералов и горных пород.

Основной целью лабораторных работ этого цикла является научить студента макроскопической диагностике минералов и горных пород, а также ознакомить с программным перечнем породообразующих и рудных минералов и важнейшими представителями магматических, осадочных, метаморфических пород.

РАЗДЕЛ «МИНЕРАЛОГИЯ»

Раздел «**Минералогия**» охватывает 12 часов лабораторных занятий и включает следующие темы.

Лабораторная работа № 1. Диагностические свойства минералов. Морфология минеральных зёрен, кристаллов и агрегатов, физические свойства минералов (4 часа).

Лабораторная работа № 2. Важнейшие породообразующие и рудные минералы. Самородные элементы, сульфиды, оксиды и гидроксиды, карбонаты, сульфаты, галоиды, фосфаты, силикаты и алюмосиликаты (8 часов).

Методические указания к разделу «**Минералогия**» содержат сведения о минералах как о кристаллических веществах и химических соединениях, процессах минералообразования. Приведён перечень и подробное описание диагностических свойства минералов, используемых в макроскопической диагностике и комплекс этих свойств для отдельных минералов в виде минералогических таблиц.

Выполнение лабораторных работ включает в себя: знакомство с эталонной коллекцией минералов под руководством преподавателя; выполнение контрольного задания по определению и описанию минералов индивидуальной задачи; проверку знаний студента диагностических свойств минералов отдельных классов путем устного опроса и защиты отчёта.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ К РАЗДЕЛУ «МИНЕРАЛОГИЯ»

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «МИНЕРАЛ»

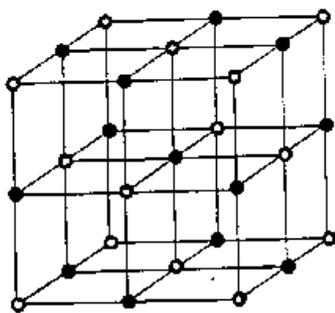
Минералы являются важнейшим звеном в ряду вещественной организации земной коры: химические элементы – минералы – горные породы – формации горных пород и т.д.

Общее число минералов около 3000, и оно неуклонно растет – в последние десятилетия открывают в среднем по 40–50 минералов ежегодно. Но лишь немногие из минералов (50–70) имеют широкое распространение в горных породах; они называются пороодообразующими. Что же такое минерал? Однозначное и простое определение дать трудно, т.к. понятие “минерал” различными учеными понимается по-разному и включает в себя много составляющих.

Минералы (лат. «минера» – руда) – это продукты природных физико-химических процессов, протекающих на поверхности или в недрах земной коры, получившие определенную химическую индивидуализацию и определенные физические свойства.

1. Минералы как кристаллические вещества

Минералы в природе находятся в трех агрегатных состояниях: *твердом, жидком и газообразном*. Значительно преобладают твердые минералы, среди которых небольшая часть



○ а ● б

Рис. 1.1. Кристаллическая решетка галита:
а – ионы Cl, б – ионы Na

представлена аморфными образованиями, а подавляющее большинство – кристаллическими веществами. В аморфных телах материальные частицы (атомы, ионы) располагаются беспорядочно, а в кристаллических – упорядоченно, наподобие узлов пространственной решетки (рис. 1.1).

Закономерному расположению материальных частиц соответствует минимальная внутренняя энергия.

Следовательно, кристаллическое состояние вещества более устойчивое, поэтому оно более характерно для природных химических соединений – минералов. Кристаллическое строение большинства минералов определяет следующие их отличительные свойства: анизотропность, однородность и способность самоограняться.

Однородность – это способность минерального индивида кристаллического строения быть одинаковым во всем его объеме.

Анизотропность – это способность минерала кристаллического строения обладать одинаковыми физическими свойствами (твердостью, теплопроводностью и др.) по параллельным направлениям и неодинаковыми по не параллельным. Вдоль параллельных направлений атомы в кристаллической решетке минерала располагаются одинаково и свойства будут одинаковыми и наоборот, вдоль непараллельных направлений атомы располагаются неодинаково, поэтому физические свойства вдоль этих направлений различны. Аморфные минералы – изотропны, т.е. их физические свойства во всех направлениях остаются одинаковыми.

Способность самоограняться – это способность кристаллических минералов при своем образовании, росте покрываться плоскими гранями и прямолинейными ребрами, приобретая геометрически правильную многогранную форму в виде **кристаллов**. Это свойство присуще только веществам с кристаллическим строением. Для образования кристаллов в природе необходимы особые условия (наличие трещин и других пустот), где они могли бы свободно расти в спокойной обстановке. Кристаллические индивиды развивающиеся в стесненных условиях не приобретают геометрически правильную форму. Поэтому в природе минералы обычно встречаются в виде агрегатов, сложенных кристаллическими зернами неправильной формы.

Симметрия и элементы симметрии кристаллов

Прежде чем познакомиться с элементами геометрической кристаллографии необходимо познакомиться с кристаллографической терминологией, в основу которой положены слова из древнегреческого языка. Ниже приведены слова и их русский перевод.

Моно – один, ди(би) – два, три – три, тетра – четыре, пента – пять, гекса – шесть, окта – восемь, додека – двенадцать, эдра – грань, гониа – угол, клино – наклоняю, пинака – доска, скалена – остроугольный треугольник, трапеца – трапеция.

Еще древнегреческие ученые обратили внимание на то, что кристаллы обладают симметричностью.

Многогранники различаются и классифицируются по степени их симметрии. Симметрия, в переводе с греческого, означает соразмерность, при этом в понятие симметрии вкладывается соразмерность или правильное расположение тел или отдельных частей тела в пространстве относительно некоторых геометрических образцов, например, точки, плоскости, прямой линии.

Симметрия кристаллов проявляется в закономерной повторяемости элементов их огранения – граней, рёбер, вершин по отношению к указанным образам. Основными операциями, при которых обнаруживается повторяемость элементов огранения кристаллов, является отражение в воображаемой зеркальной плоскости и точке равных частей кристалла и вращение его вокруг воображаемой прямой, проходящей через середину многогранника. В результате операций вращения или отражения весь многогранник или отдельные его части совмещаются со своим исходным положением в пространстве.

Элементами симметрии называются геометрические образы (точка, плоскость, прямая линия), относительно которых в пространстве симметрично повторяются равные части фигур или многогранников.

При оценке симметрии кристаллических многогранников используют две основные операции: операцию отражения и операцию вращения.

Операция отражения объединяет два типа отражения: зеркальное отражение в воображаемой плоскости равных частей кристалла и отражение в точке или инверсия (обращение). Элементами симметрии, применяемыми в операциях отражения, являются соответственно плоскость и центр симметрии.

Операция вращения даёт возможность оценить симметричность (самосовмещаемость) многогранника при вращении его относительно некоторых направлений, которые называются осями симметрии.

Рассмотрим, как оценивается симметричность тел операциями отражения:

Плоскость симметрии – это воображаемая плоскость, которая делит многогранник на две зеркально-равные половины.

Обычно плоскость симметрии обозначается латинской буквой P . В кристаллах могут быть следующие по количеству наборы плоскостей симметрии: 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 9 P . Наибольшим возможным количеством плоскостей симметрии характеризуется, например, шестигранник – куб, который в положении, указанном на (рис. 1.2, а) имеет четыре вертикальных, одну горизонтальную и четыре наклонных плоскости симметрии.

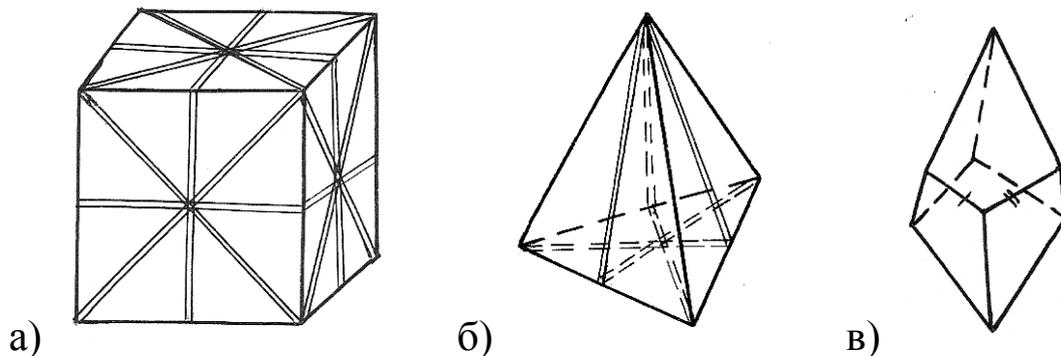


Рис. Плоскости симметрии многогранников: а) девять плоскостей куба, б) три плоскости тригональной пирамиды, в) ноль плоскостей трапецоэдра

Имеются многогранники, в которых, как бы мы не попытались, невозможно провести ни одной плоскости симметрии (рис. 1.2, в). Таким образом, представляется возможность различать многогранники по количеству возможных плоскостей симметрии.

Плоскости симметрии в кристаллах можно провести через следующие элементы огранения: через центры граней и середины рёбер, вдоль рёбер, через вершины и вдоль биссектрис граничных углов.

Центром симметрии называется такая воображаемая точка внутри многогранника, в которой пересекаются и делятся пополам отрезки прямых, соединяющих соответственные точки противоположных одноимённых элементов огранения многогранника. В отличие от отражения в зеркале, отражение в точке перевёрнутое, обращённое или, как говорят, инверсированное. Многогран-

ник имеет центр симметрии только в том случае, когда каждой его грани обязательно соответствует на противоположной стороне ограничения равная по величине, одинаковая по форме и обратно параллельная грань (рис. 1.3 а, б).

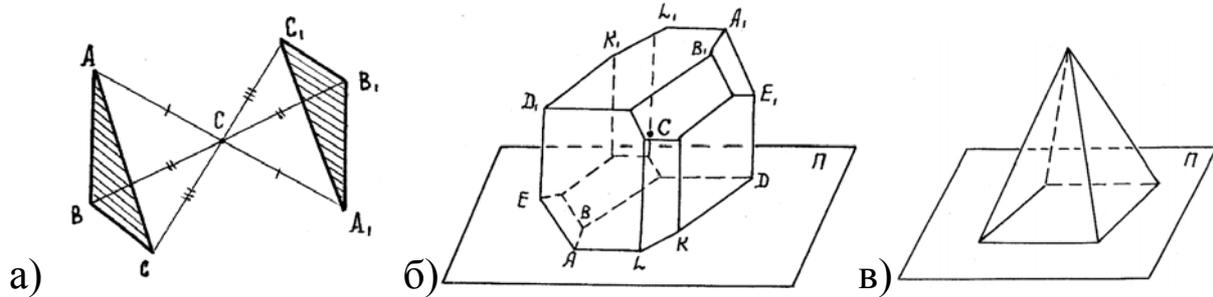


Рис. 1.3. а) грань ABC и соответствующая ей инверсированная грань $A_1B_1C_1$, б) кристалл, имеющий центр симметрии, в) кристалл, не имеющий центр симметрии

Центр симметрии обозначают буквой C . Кристаллические многогранники подразделяются на имеющие центр симметрии и не имеющие его.

Практически наличие или отсутствие центра симметрии в многограннике можно установить с помощью следующего простого приёма. Многогранник кладётся на ровную поверхность (стол, книгу) гранями разной конфигурации. При наличии в многограннике центра симметрии всегда сверху обнаруживается грань, равная по величине, одинакова по форме, параллельная той на которой покоится многогранник, и развёрнутая относительно противоположной грани характерными элементами ограничения на 180° (рис. 1.3, б). Если, хотя бы для одной из граней, это условие не соблюдается, центра симметрии нет (рис. 1.3, в).

Следующей операцией, выявляющей симметрию кристалла, является операция вращения вокруг воображаемой прямой, проходящей через середину кристалла. При операции вращения многогранник совмещается со своим исходным положением при повороте на некоторый угол.

Симметрия вращения оценивается особым элементом симметрии – осью симметрии.

Осью симметрии многогранников называют такую воображаемую прямую линию, при вращении вокруг которой на 360° многогранник « n » – раз совмещается со своим исходным поло-

жением в пространстве. Число само совмещений при повороте на 360° вокруг оси характеризует название или, как говорят, порядок оси симметрии. Ось симметрии обозначают обычно L_n с цифровым индексом, показывающим порядок оси L_2, L_3, L_4, L_6 . Их называют осью второго порядка, осью третьего порядка и т. д. Оси третьего, четвертого и шестого порядков считаются осями высшего порядка, соответственно ось второго порядка – это единственная ось низшего порядка.

Кристаллы, вследствие своего решетчатого строения могут иметь только оси следующих порядков L_2, L_3, L_4, L_6 , причём оси каких либо порядков могут присутствовать в количестве нескольких штук.

Рассмотрим, как проходят оси симметрии в многограннике на примере куба. Через середины граней куба проходят $3L_4$, через вершины, где мы видим сходящиеся под одинаковым телесным углом 3 грани можно провести $4L_3$ и через середины рёбер проходят $6L_2$ (рис. 1.4)

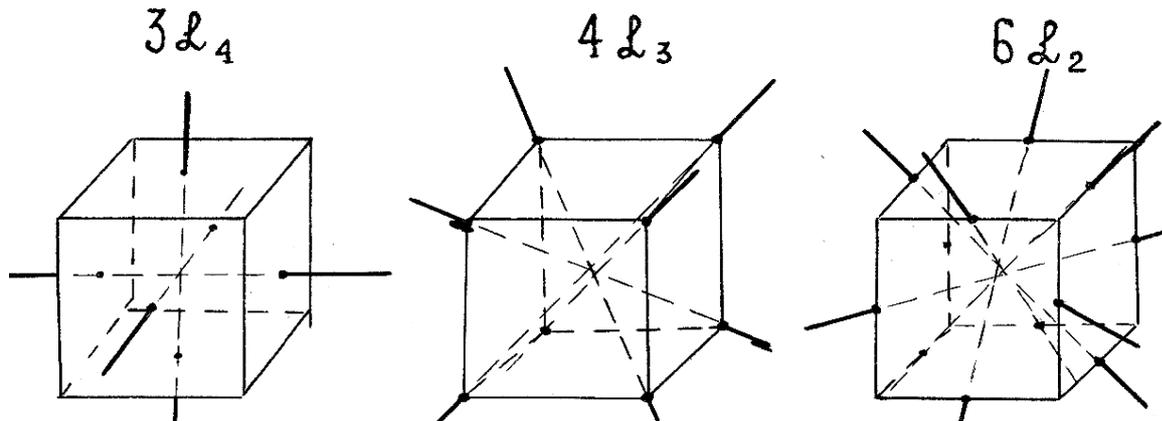


Рис. 1.4. Оси симметрии куба

При наличии в многограннике одной плоскости симметрии ось симметрии перпендикулярна ей. Если имеются несколько пересекающихся плоскостей симметрии, оси симметрии, либо перпендикулярны к ним, либо совпадают с линиями пересечения плоскостей симметрии.

При этом полезно иметь в виду следующее:

Линия пересечения двух плоскостей симметрии есть ось симметрии второго порядка. Линия пересечения трёх плоскостей есть ось симметрии третьего порядка. Линия пересечения четырёх плоскостей есть ось симметрии четвертого порядка. Линия пере-

сечения шести плоскостей есть ось симметрии шестого порядка.

Кроме обычных поворотных осей существуют оси сложной симметрии: инверсионные и зеркально-поворотные оси.

Инверсионной осью называют воображаемую прямую линию в многограннике, при вращении вокруг которой на 360° многогранник несколько раз совмещается со своим исходным положением в пространстве и столько же раз со своим отражением в точке.

Инверсионные оси обозначаются через L_{in} , где n порядок оси. В кристаллах устанавливают инверсионные оси только четвертого и шестого порядка.

Многогранники, обладающие инверсионной осью, не имеют центра симметрии.

Составную операцию симметрии, связанную с инверсионной осью 4 порядка рассмотрим на примере многогранника, изображенного на рис. 1.5.

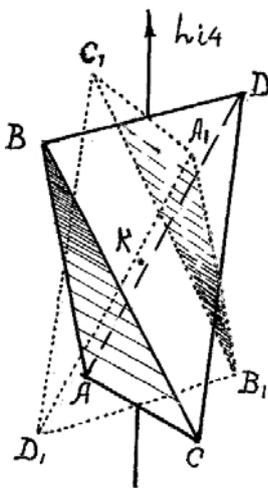


Рис. 1.5. Поворот на 90° и отражение (инверсия) в точке K совмещает многогранник с исходным положением

Полный набор рассмотренных выше элементов симметрии данного многогранника называется **видом симметрии**. Как видно из приведенных примеров, запись ведётся от осей высших порядков к низшим, затем указываются плоскости симметрии и в конце записывают центр симметрии. Например, формула вида симметрии куба $3L_44L_36L_29PC$. Математически доказано, что возможно всего 32 комбинации из взаимообусловленных элементов симметрии или, как говорят, 32 вида симметрии. Установление принадлежности многогранника к одному из видов симметрии является первым шагом к систематике многогранников. Учитывая особенности сочетания элементов симметрии 32 вида сим-

метрии подразделяют на три большие категории (табл. 1):

- а) низшая категория – без осей L_3, L_4, L_6 .
- б) средняя категория – с одной главной осью симметрии L_3, L_4, L_6 .
- в) высшая категория – всегда с осями $4L_3$.

Виды симметрии, обладающие общими элементами симметрии, объединяются в 7 сингоний (сингония в переводе с греческого означает сходноуголие или равноуголие) (табл. 1). Каждая сингония объединяет виды симметрии с одноимённой главной поворотной осью, или группой осей, а при их отсутствии в сингонии объединяются многогранники с одинаково низкой степенью симметрии.

Одной из важных характеристик сингоний служит понятие об единичных и симметрично-равных направлениях в кристалле.

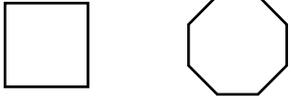
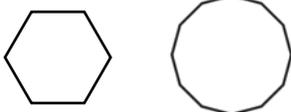
Единичными направлениями называются такие направления, которым нет симметрично-равных. Например, в средней группе сингонии направления совпадающие с L_6, L_3 и L_4 . Вдоль единичного направления кристаллы или вытянуты или сжаты.

В таблице 1 приведена классификация сингоний и классов симметрии, а также указаны характерные признаки каждой сингонии.

Устанавливая элементы симметрии, легко можно убедиться в том, что кристаллы не похожие друг на друга характеризуются одним видом симметрии и относятся к одной и той же сингонии (рис. 1.6.) Следовательно, при описании многогранника недостаточно охарактеризовать вид его симметрии, необходимо также принять во внимание его внешний облик.

Таблица 1

Номенклатура и символика 32 видов симметрии

Категория	Сингония	Число единичных направлений и внешние признаки кристаллов	Характерные элементы симметрии	Форма сечений перпендикулярных единичному направлению	Формулы видов симметрии
Низшая	Триклинная	Все. Видимая деформация в двух направлениях	$C (O)$		O, C
	Моноклиная	Множество. Видимая деформация в одном направлении	$L_2 (P)$		P, L_2, L_2PC
	Ромбическая	Три. Кристалл в одном направлении вытянут, в другом сжат	$3L_2$ (нет осей высших порядков)		$L_22P, 3L_2, 3L_23PC$
Средняя	Тригональная	Одно. Кристалл вытянут в одном направлении по L_3	L_3		$L_3, L_3C, L_33P, L_33L_2, L_33L_23PC$
	Тетрагональная	Одно. Кристалл вытянут в одном направлении по L_4	$L_4 (Li_4)$		$L_4, L_4PC, L_44P, L_44L_25PC, Li_4 = L_2, Li_42L_22P=3L_22P$
	Гексагональная	Одно. Кристалл вытянут в одном направлении по L_6	$L_6 (Li_6)$		$L_6, L_6PC, L_66P, L_66L_2, L_66L_27PC, Li_6, Li_6 = L_3P, Li_63L_23P=L_33L_24P$
Высшая	Кубическая	Нет. Изометричные кристаллы	$4L_3$		$4L_33L_2, 4L_33L_23PC, 4L_33L_2 (3Li_4)6P, 3L_44L_36L_2, 4L_33L_46L_29PC$

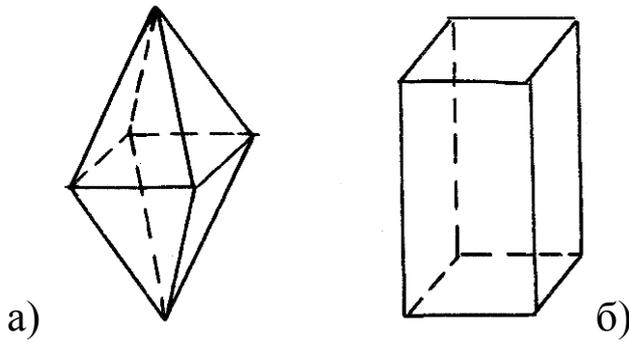


Рис. 1.6. Два многогранника, имеющие одинаковые элементы симметрии

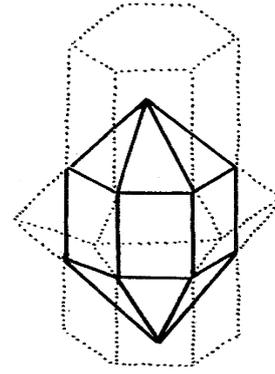


Рис. 1.7. Комбинация гексагональной призмы и гексагональной дипирамиды

В связи с этим в кристаллографии введено понятие «простая форма». **Простая форма** – это совокупность граней данного кристалла одинаковых по форме и размеру, которые могут быть выведены друг из друга при помощи элементов симметрии. Кристалл может быть огранен одной простой формой (рис. 1.6, а) или несколькими (рис. 1.6, б), причем, сколько сортов граней в многограннике столько и простых форм. Если кристалл огранен несколькими простыми формами, говорят что это комбинация простых форм. На (рис. 1.6, б) кристалл представляет собой комбинацию тетрагональной призмы (прямоугольные грани) и пинакоида (квадратные грани).

Среди простых форм различают закрытые, полуоткрытые и открытые. Закрытая простая форма полностью ограняет многогранник, замыкая пространство. Например, тетрагональная дипирамида представляющая собой 8 одинаковых равнобедренных треугольников (рис. 1.6, а).

Полуоткрытыми являются разного рода одновершинные бесконечные пирамиды. К открытым относятся призмы, бесконечно открытые в двух направлениях, а также диэдр, моноэдр и пинакоид.

Полуоткрытые и открытые простые формы бесконечны в пространстве, чтобы получился законченный многогранник им необходимо сочетаться с другими открытыми или закрытыми простыми формами. Например, две открытые формы на (рис. 1.6, б). В комбинациях могут выступать открытые с закрытыми (рис. 1.7) и несколько закрытых форм.

Многообразие простых форм и их комбинаций, обусловлено тем, что кристалл выбирает для огранки те плоские сетки решетки, на которых наиболее густо расположены узлы, что обеспечивает минимум поверхностной энергии.

Известно всего **47 простых форм**.

В **кубической сингонии** встречаются 15 простых форм, все закрытые и не характерные для средней и низшей категории (рис. 1.8)

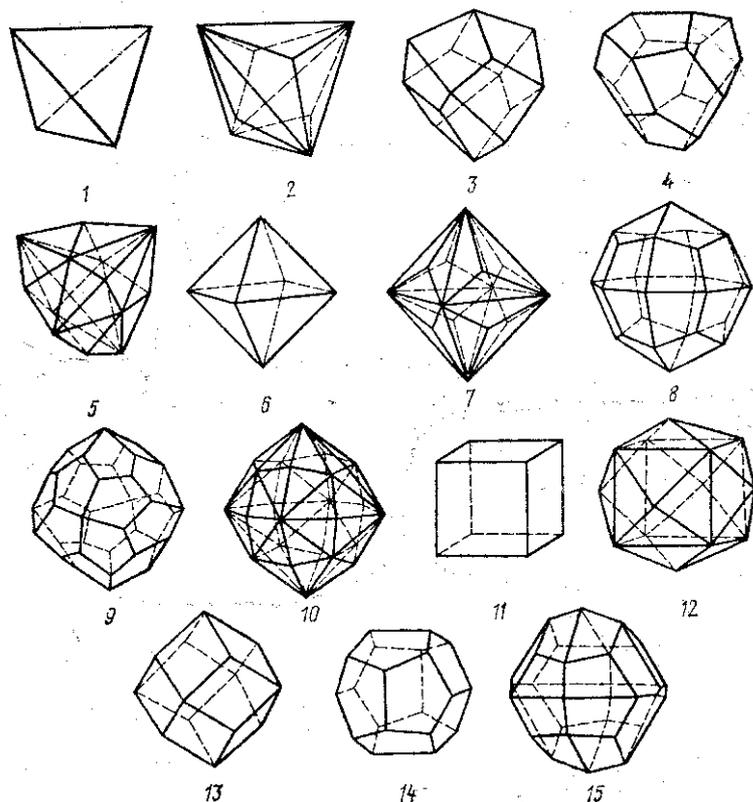


Рис. 1.8. Простые формы кубической сингонии:

- 1 – тетраэдр,
- 2 - тригонритетраэдр,
- 3 - тетрагонритетраэдр,
- 4 - пентагонритетраэдр,
- 5 – тригонгексатетраэдр,
- 6 – октаэдр,
- 7 - тригонтриоктаэдр,
- 8 - тетрагонтриоктаэдр,
- 9 - пентагонтриоктаэдр,
- 10 – тригонгексаоктаэдр,
- 11 – гексаэдр,
- 12 - тригонтетрагексаэдр,
- 13 - ромбододекаэдр,
- 14 - пентагондодекаэдр,
- 15 - дидодекаэдр

Названия простым формам дается по количеству граней. Тетраэдр – четырехгранник, октаэдр – восьмигранник, гексаэдр – шестигранник, додекаэдр – двенадцатигранник. Существует пять исходных простых форм, остальные являются производными от них. Производные получают удвоением, утроением, учетверением или ушестерением количества граней исходной формы. Причем в названии производной формы на первое место ставят форму получившейся грани, на второе – их количество, а на третье – название исходной формы.

Исходная простая форма **тетраэдр** (рис. 1.8, 1) имеет четыре производные простые формы: **тригонритетраэдр** образован треугольниками (тригон) возникшими в количестве трех штук

(три) на грани исходного тетраэдра (рис. 1.8, 2); **тетрагонтри-тетраэдр** – четырехугольники (тетрагон) в количестве трех штук (три) на грани исходного тетраэдра (рис. 1.8, 3); **пентагонтри-тетраэдр** – пятиугольники (пентагон) в количестве трех штук (три) на грани исходного тетраэдра (рис. 1.8, 4); **тригонгексатетраэдр** – треугольники (тригон) в количестве шести штук (гекса) на грани исходного тетраэдра (рис. 1.8, 5).

Исходная простая форма **октаэдр** (рис. 1.8, 6) имеет четыре производные простые формы, которые образованы по тому же принципу, что и для тетраэдра: **тригонтриоктаэдр**, **тетрагонтриоктаэдр**, **пентагонтриоктаэдр**, **тригонгексаоктаэдр** (рис. 1.8, 7, 8, 9, 10).

Исходная простая форма **гексаэдр** (куб) (рис. 1.8, 11) имеет одну производную простую форму **тригонтетрагексаэдр** – треугольники (тригон) в количестве 4 штук (тетра) на грани исходного гексаэдра (рис. 1.8, 12).

В название исходных простых форм двенадцатигранников введена форма грани. **Ромбододекаэдр** не имеет производных простых форм (рис. 1.8, 13), а **пентагондододекаэдр** (рис. 1.8, 14) имеет одну производную форму возникшую при удвоении пятиугольных граней исходной формы, которая называется **дидододекаэдр** или **бидододекаэдр** (рис. 1.8, 15).

В **средней категории** встречаются как закрытые, так и открытые простые формы.

Призма – образована тремя и более гранями, пересекающимися по параллельным ребрам.

Пирамида – форма из трех и более граней пересекающихся по ребрам и сходящихся в одной точке на главной оси.

В каждой сингонии есть свои **призмы** и **пирамиды**: **тригональные** (в сечении треугольник), **тетрагональные** (в сечении квадрат) и **гексагональные** (в сечении правильный шестиугольник). Они могут удваиваться по количеству граней и в прилагательном появляется приставка ди- или би- – **дитригональная** (в сечении неправильный шестиугольник), **дитетрагональная** (в сечении восьмиугольник), **дигексагональная** (в сечении двенадцатиугольник) призма или пирамида (рис. 1.9).

Перечисленные простые формы являются открытыми и всегда выступают в комбинациях. Компанию им могут составить

еще две открытые простые формы средней категории: **моноэдр** – форма из одной бесконечной в пространстве грани, легко сочетаемая с пирамидой и **пинакоид** – форма из двух параллельных граней, сочетающаяся с призмой (рис. 1.10, 1,2).

На приведенных примерах легко можно показать как меняется форма грани простой формы, когда она выступает в комбинации.

Тригональная пирамида «вырезает» из моноэдра равносторонний треугольник, тетрагональная – квадрат, гексагональная – правильный шестиугольник (рис. 1.9, а, в, д)

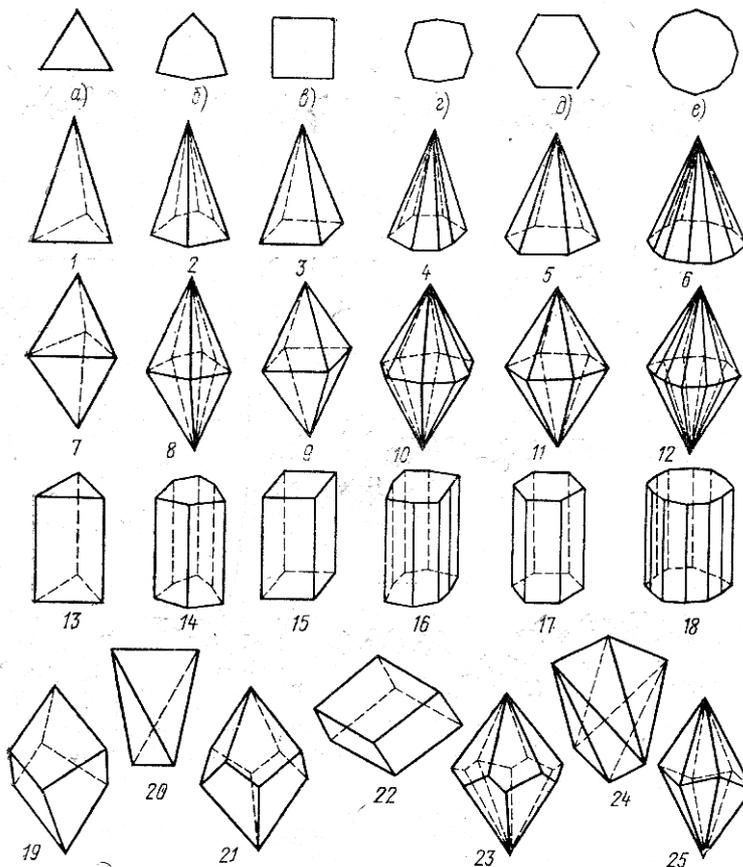


Рис. 1.9. Простые формы средней категории
 Пирамиды: 1– тригональная, 2– дитригональная, 3– тетрагональная, 4– дитетрагональная, 5– гексагональная, 6– дигексагональная; Дипирамиды: 7– тригональная, 8– дитригональная, 9– тетрагональная, 10– дитетрагональная, 11– гексагональная, 12– дигексагональная; Призмы: 13– тригональная, 14– дитригональная, 15– тетрагональная, 16– дитетрагональная, 17– гексагональная, 18– дигексагональная; 19– тригональный трапецоэдр; 20– тетрагональный тетраэдр; 21– тетрагональный трапецоэдр, 22– ромбоэдр; 23– гексагональный трапецоэдр; 24– тетрагональный скаленоэдр; 25– тригональный скаленоэдр; формы сечений перпендикулярных главной оси: а) тригон, б) дитригон, в) тетрагон, г) дитетрагон, д) гексагон, е) дигексагон

Представителями закрытых простых форм средней категории являются **дипирамиды**: две пирамиды сложенные основаниями. В каждой сингонии своя дипирамида: **тригональная, тетрагональная и гексагональная**. Существуют дипирамиды удвоенные по количеству граней: **дитригональная, дитетрагональная, дигексагональная**. Поперечное сечение дипирамид такое же, как у обычных пирамид и призм (рис. 1.9, 7 -12).

Трапецоэдры – закрытая простая форма с гранями в форме трапеции, сходящимися в одной точке на главной оси высшего порядка: **тригональный трапецоэдр**, **тетрагональный трапецоэдр**, **гексагональный трапецоэдр** (рис. 1.9, 19, 21, 23). Трапецоэдры не имеют плоскостей симметрии и центра.

Скаленоэдры обладают гранями в виде вытянутого треугольника. Скаленоэдры встречаются только в тригональной и тетрагональной сингониях (рис. 1.9, 24, 25).

Тетрагональный тетраэдр – четырёхгранник с гранью в виде равнобедренного треугольника (рис. 1.9, 20).

Последней закрытой простой формой средней категории можно назвать **ромбоэдр** – шестигранник с ромбической формой грани. Он принадлежит к тригональной сингонии и это единственный кристалл в средней категории не вытянутый, а сплюснутый вдоль единственной главной оси третьего порядка (рис. 1.9, 22)

В многогранниках **низшей категории** встречаются **моноэдры**, **пинакоиды**, а также **ромбические призмы**, **пирамиды**, **дипирамиды**, **тетраэдры**, поскольку в поперечном сечении имеют ромб. Последней 47-ой я простой формой является **диэдр** – две бесконечные пересекающиеся плоскости в виде «крыши». Эта форма встречается только в низшей категории (рис. 1.10).

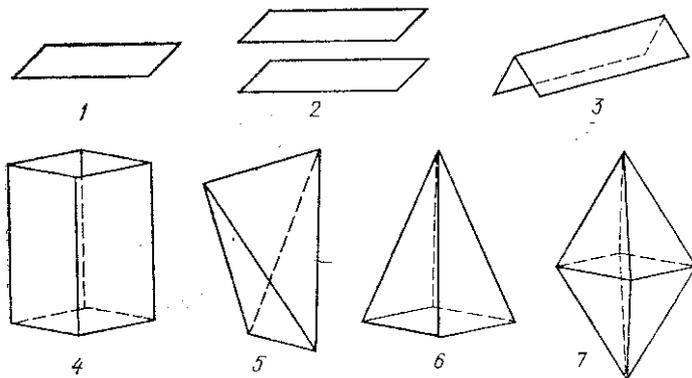


Рис. 1.10. Простые формы низших сингоний
1-моноэдр, 2-пинакоид, 3-диэдр, 4-ромбическая призма, 5-ромбический тетраэдр, 6-ромбическая пирамида, 7-ромбическая дипирамида

В ромбической сингонии известны все перечисленные простые формы низшей категории. В моноклинной невозможны ромбическая пирамида, дипирамида и тетраэдр. В триклинной встречаются только моноэдры и пинакоиды.

Знание геометрической кристаллографии помогает в диагностике минералов, если они встречены в виде кристаллов. Каждое вещество кристаллизуется в определённой сингонии, кристаллы обладают определённым набором элементов симметрии и внеш-

ним обликом (изометричным, удлинённым, призматическим, уплощенным), а главное индивидуальным габитусом, т. е. набором простых форм участвующих в огранке.

2. Минералы как химические соединения

Химические элементы закономерно группируются в земной коре, образуя минералы. Как самородные элементы минералы встречаются редко, обычно они образуют различные химические соединения.

Среди минералов практически нет химически чистых веществ. В их структуру входят различные химические примеси. В одних минералах количество таких примесей незначительно – это минералы постоянного состава (галит – NaCl). Другие минералы содержат разные количества химических примесей. Такие минералы называют минералами переменного состава, и главная причина их существования – явление изоморфизма.

Изоморфизм – это явление замены в кристаллической решетке минерала одних химических элементов другими, но без изменения **кристаллической структуры минерала**. **Изоморфизм** происходит при условии разницы в размере взаимозаменяемых атомов не более 15 %, близости их химических свойств и сохранения электронейтральности кристаллической решетки.

Такие минералы представляют собой **твердые смеси**, т.е. **кристаллические растворы** переменного химического состава. В формулах минералов изоморфные атомы заключаются в круглые скобки и отделяются друг от друга запятыми (например, Mg и Fe в минерале оливин – $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$).

Различают два типа изоморфизма по *степени совершенства*: совершенный и несовершенный.

При **совершенном (неограниченном) изоморфизме** возможна полная (до 100 %) замена одних атомов другими, т.е. могут существовать два крайних и все промежуточные по составу минералы, имеющие часто собственные названия. Например, в минерале оливин – $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ наблюдается полный изоморфизм между Mg^{2+} ($R = 0,078$ нм) и Fe^{2+} ($R = 0,082$ нм). R – это радиус атомов или ионов, измеряемый в нанометрах (1 нм

равен 10^{-9} м). Крайними членами изоморфного ряда являются форстерит $Mg_2[SiO_4]$ и фаялит $Fe_2[SiO_4]$.

При **несовершенном (ограниченном) изоморфизме** количество изоморфной примеси не может превышать какого-то предела, неоднозначного для разных минералов. Например, в минерале сфалерит – ZnS железа двухвалентного не более 20 % от суммы ($Fe + Zn$). Железистая разновидность сфалерита называется марматитом, безжелезистая – клейофаном.

Существует два типа изоморфизма *по характеру компенсации валентности*: изовалентный и гетеровалентный.

Изовалентный изоморфизм характеризуется заменой в кристаллической решетке одного атома другим атомом той же валентности. Пример замены двухвалентного магния двухвалентным железом в структуре оливина рассмотрен выше.

При **гетеровалентном изоморфизме** в кристаллических структурах минералов происходит замена одного атома другим атомом иной валентности. Гетеровалентный изоморфизм ярко проявляется на примере плагиоклазов. Плагиоклазы представляют собой изоморфный ряд с полной (100%-ной) изоморфной смесимостью при высоких температурах. Крайними членами этого ряда являются альбит $NaAlSi_3O_8$ и анортит $CaAl_2Si_2O_8$, между которыми существуют переходные разновидности с различным процентным содержанием Na и Ca . Происходит замена Na^{1+} ($R = 0,057$ нм) на Ca^{2+} ($R = 0,106$ нм), а избыток заряда компенсируется вхождением Al^{3+} ($R = 0,057$ нм) на место Si^{4+} ($R = 0,039$ нм).

Большинство породообразующих минералов представляет собой изоморфные смеси. Химический состав и физические свойства минерала – члена изоморфного ряда зависят от параметров среды минералообразования. Например, из магматического расплава, обогащенного магнием, железом и кальцием, будет кристаллизоваться плагиоклаз с высоким содержанием кальция (лабрадор, битовнит, анортит – основные плагиоклазы), а из расплава, обеднённого этими химическими элементами, но богатого щелочами, возникнут преимущественно натриевые плагиоклазы (олигоклаз, альбит – кислые плагиоклазы).

Проявление изоморфизма оказывает влияние на те или иные физические свойства минерала, что необходимо учитывать при

их диагностике. Например, железистая разновидность сфалерита марматит образуется в высокотемпературных гидротермальных условиях и имеет буровато-черный цвет, темно-коричневый цвет черты, а клейофан образуется при более низких температурах и имеет бесцветный или светло-желтый цвет и белый цвет черты.

3. Вода в составе минералов

Вода входит в состав минералов в различных формах.

Конституционная вода входит в кристаллическую решетку минералов в виде ионов OH^- или H_3O^+ . Удаление её происходит при высоких температурах (600–700 °С), при этом минерал разрушается. Например, минерал тальк $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Кристаллизационная вода входит в решетку минералов в виде молекул H_2O . Удаление её происходит при температурах 300–400 °С, минерал при этом также разрушается. Например, гипс $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Адсорбционная вода может сорбироваться минералами, обладающими коллоидными свойствами. Она удаляется при температуре 110 °С, минерал при этом не разрушается. Например, опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

В минералах могут присутствовать одновременно разные виды воды, например $(\text{Al}, \text{Mg})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – монтмориллонит.

4. Классификация минералов

Классификация минералов – это группировка более чем 3000 минералов по какому-либо одному или нескольким признакам. В современной минералогии имеется много различных вариантов классифицирования минералов. Например, можно выделять группы минералов по ведущему или характерному элементу – минералы содержащие свинец, уран, молибден и т.д. Можно выделять группы минералов по общности процесса минералообразования – магматические, гидротермальные, осадочные и др. группы минералов. В России наиболее распространена классификация минералов, основанная

на их **химическом составе**. Согласно этой классификации всё многообразие минералов поделено на десять типов. В составе большинства типов выделены классы, а иногда и подклассы. Породообразующие и рудные минералы являются представителями не всех типов минералов. Поэтому классификация приводится не в полном объёме.

Тип простые вещества

В этот тип входят минералы, состоящие из одного химического элемента. Известно около 45 минералов этого типа, но в составе земной коры они составляют 0,1 %.

Класс самородные металлы: золото – Au.

Класс самородные неметаллы: сера – S.

Тип сернистые соединения и их аналоги

В этот тип входят около 500 минералов, представляющих собой соединения различных элементов с серой, реже мышьяком или теллуром. В составе земной коры они составляют 0,15 % по весу, но включают ряд минералов, являющимися важнейшими рудами на Pb, Zn, Cu, Mo, Hg, As.

Класс простые сульфиды, персульфиды и их аналоги: галенит – PbS, пирит – FeS₂.

Класс сложные сульфиды и их аналоги: халькопирит – CuFeS₂.

Тип галогенные соединения

В этот тип входят около 100 минералов, которые в химическом отношении представляют собой соли галоидно-водородных кислот – HCl, HF, HBr и HI. Наиболее широко распространены хлористые и фтористые соединения.

Класс хлориды: галит – NaCl, сильвин – KCl.

Класс фториды: флюорит – CaF₂.

Тип кислородные соединения

Класс оксиды и гидроксиды

В этот класс объединены минералы – соединения различных элементов с кислородом (оксиды) и соединения с кислородом и с гидроксильной группой (ОН) (гидроксиды). В составе земной коры они составляют 17 % по весу, из них на долю кремнезема (SiO₂) приходится 12,5 %. Оксиды и гидроксиды Al, Fe, Mn, Cr – важнейшие руды: магнетит – Fe₃O₄, гематит – Fe₂O₃, кварц – SiO₂.

Класс сульфаты

Соли серной кислоты – H_2SO_4 . Многие сульфаты легко растворяются поверхностными водами и поэтому широко участвуют в образовании химических осадков. Минералы этого класса весьма многочисленны – около 250 видов, но составляют 0,1 % массы земной коры: гипс – $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Класс фосфаты

Минералы этого класса являются солями фосфорной кислоты – H_3PO_4 и составляют не более 0,1 % массы земной коры: апатит – $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$.

Класс карбонаты

Минералы этого класса являются солями угольной кислоты – H_2CO_3 . Большинство карбонатов – это безводные простые соединения, главным образом, Ca, Mg и Fe с комплексным анионом $[\text{CO}_3]^{2-}$. Карбонаты (80 минералов) составляют до 1,7 % веса земной коры. Минералы этого класса имеют в основном экзогенное происхождение: кальцит – $\text{Ca}[\text{CO}_3]$, доломит – $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{CO}_3]_2$.

Класс силикаты

Минералы этого класса являются главнейшими породообразующими минералами и широко распространены в природе, слагая до 75 % объёма земной коры. Основой кристаллической структуры *силикатов* является кремнекислородный анион $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Позицию кремния в анионе может занимать алюминий $[\text{AlO}_4]^{5-}$, но не более половины объёма решетки. Такие минералы являются *алюмосиликатами*. Анионы в структуре силикатов способны к полимеризации, т.е. к образованию различных анионных группировок. Между собой одиночные анионы или их группировки соединяются через катионы. Геометрия сочетания катионов и анионных группировок в кристаллической решетке объясняет разнообразие и обуславливает свойства силикатов. Характер сцепления анионов в группировке лежит в основе выделения *подклассов* силикатов.

Подкласс островных силикатов: $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ – оливин, эпидот – $\text{Ca}_2(\text{Al}_2\text{Fe})[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$.

Подкласс кольцевых силикатов: турмалин – $\text{NaFe}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH})_4$.

Подкласс цепочечных силикатов – пироксенов: авгит – $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$.

Подкласс ленточных силикатов – амфиболов: роговая обманка – $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$, актинолит – $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$.

Подкласс слоевых силикатов: $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ – тальк, биотит – $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$.

Подкласс каркасных силикатов: калиевые полевые шпаты (КПШ) – $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, натрий-кальциевые полевые шпаты (плагиоклазы) – это изоморфный ряд $(100 - n)\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \leftrightarrow n\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

5. Процессы образования минералов

Минералы возникают при геохимических реакциях, сопровождающих геологические процессы. Процессы минералообразования и условия (температура, давление) образования минералов весьма разнообразны, но их можно объединить в две большие группы.

1. **Эндогенные** (или гипогенные, глубинные) процессы минералообразования протекают внутри земной коры и верхней мантии, где господствуют большие температуры и давления. Эндогенное минералообразование протекает за счет **внутренней** тепловой и иной энергии Земли. Среди эндогенных процессов различают магматические, пегматитовые, постмагматические и метаморфические процессы образования минералов.

2. **Экзогенные** (или гипергенные, поверхностные) процессы образования минералов происходят на поверхности или близ поверхности Земли, а также в морях, озерах и болотах, при участии подземных вод. Экзогенное минералообразование протекает, в основном, за счет **солнечной** энергии, при активном участии атмосферы, гидросферы и биосферы (т.е. жизнедеятельности организмов).

В настоящее время выделяют **космогенные**, протекающие в космическом пространстве, процессы минералообразования.

Магматические процессы минералообразования приводят к

образованию минералов магматического генезиса (происхождения). Минералы возникают при остывании и кристаллизации магмы – огненно-жидкого силикатного расплава, насыщенного летучими компонентами (парами воды, газами – фтором, хлором, углекислым газом). Температура магматического минералообразования высокая – 900 (600)–1500°С.

Пегматитовые процессы минералообразования связаны с кристаллизацией последних, остаточных порций магматического расплава. Остаточный расплав обогащен щелочами и окислами, пересыщен газами. Это способствует образованию характерных крупнозернистых структур, отдельные кристаллы могут иметь размеры до нескольких метров. Температура пегматитового минералообразования от 700–800 до 50–150 °С.

Пневматолитовые процессы минералообразования (греч. “пневма” – газ, дыхание) – процессы образования минералов из газовой фазы. Эти газы отделяются (отщепляются) от магмы в процессе ее кристаллизации. По мере движения вверх по трещинам газы охлаждаются, реагируют друг с другом и вмещающими породами с образованием новых минералов. Пневматолитовое минералообразование проявляется при температурах 650–250°С. Пневматолитовые процессы минералообразования, происходящие в области контакта магматических и вмещающих их осадочных пород, получили название **контактово-метасоматических**. Наиболее выразительными продуктами контактово-метасоматических процессов являются альбититовые, грейзеновые и скарновые породы с присущими им редкими минералами.

Гидротермальные процессы минералообразования (греч. “гидро” – вода, “термо” – температура) связаны с образованием минералов из горячих, минерализованных водных растворов. Эти растворы, чаще всего, являются производными магматических расплавов. Гидротермальное минералообразование происходит при температурах от 700–600 до 25 °С, обычно по температуре выделяют высоко-, средне-, низкотемпературные гидротермальные минералы и минеральные ассоциации. Наиболее обильное гидротермальное минералообразование протекает в интервале 400–100°С. При гидротермальном и пневматолитовом минералообразовании известны два **способа отложения** минералов: **путем выполнения** трещин и других полостей в горных породах с образованием гидро-

термальных жил, гнезд и **путем метасоматоза**. При метасоматозе минералообразование происходит путем замещения ранее образованного минерала новым минералом или комплексом минералов и сопровождается изменением химического состава исходной породы.

Кроме пневматолитового и гидротермального процессов в чистом виде выделяют смешанные, переходные процессы минералообразования: пневматолито-гидротермальный, гидротермально-метасоматический, пневматолито-метасоматический. Все эти процессы нередко объединяют в единую группу **постмагматических** процессов минералообразования (греч. “пост” – после). Само название группы процессов подчеркивает тесную взаимосвязь магматических и постмагматических процессов. По сути, они представляют единую, эволюционирующую во времени и в пространстве систему геологических процессов, в результате которых образуются **первичные эндогенные** минералы.

Экзогенные процессы минералообразования обусловлены тем, что первичные эндогенные минералы, образовавшиеся при высоких температурах и давлениях, неустойчивы вблизи и на земной поверхности. Они подвергаются механическому, химическому и биохимическому разрушению (выветриванию) и переходят в новые **вторичные** минералы.

В результате процессов выветривания образуются минералы так называемой **коры выветривания, зоны окисления**. Кроме того, продукты выветривания могут переноситься водными и воздушными потоками на значительные расстояния. Некоторые минералы могут при этом переходить в раствор и мигрировать в растворенном виде, достигая морей и океанов. При определенных условиях (их называют механическими, геохимическими и биохимическими барьерами) все эти продукты выветривания выпадают в осадок с образованием минералов **осадочного происхождения**. Осадочное минералообразование подразделяется на осадочное химическое и осадочное биохимическое. **Осадочное химическое** минералообразование происходит в озерах и морях в результате химических реакций, когда растворенные вещества не могут находиться в воде и выпадают в осадок. Этот процесс протекает при изменении концентрации, состава, температуры морской воды и наиболее характерен для условий сухого, жаркого климата. **Осадочное биохимическое** минералообразование происходит в ре-

зультате биохимических реакций при выборочном усвоении животными и растительными организмами некоторых химических элементов и накоплении их после отмирания этих организмов.

Метаморфогенные процессы минералообразования относятся к эндогенным процессам, происходящим вне зоны выветривания. Эти процессы обусловлены тем, что все ранее образовавшиеся минералы (и первичные эндогенные, и экзогенные, и собственно метаморфические) **в недрах Земли** могут попадать под воздействие иных, более высоких или низких температур и давлений, чем те, при которых произошло образование этих минералов. Образуются новые метаморфогенные минералы и минеральные агрегаты.

Большинство минералов может образовываться различными способами. Некоторые из них, например, пирит, образуются при любом из описанных выше процессов минералообразования. Но при этом минералы обычно несут признаки (цвет, твердость, плотность, морфология зерен и агрегатов и др.), характеризующие условия образования минерала. Эти признаки называются **типоморфными**. Более того, часть минералов образуется или весьма типична только при определенных процессах минералообразования (нефелин, киноварь, галит). В этом случае говорят о типоморфизме минерала. Типоморфизм окраски проявляется, например, у сфалерита. Установлено, что в гидротермальных условиях минералообразования высокотемпературный сфалерит имеет черный цвет, среднетемпературный – коричневый, низкотемпературный – светло-желтый и бесцветный. Типоморфным признаком может быть и облик минералов.

Однако необходимо иметь в виду, что однозначное определение условий образования минералов нередко затрудняется широко распространенным в геологии явлением **конвергенции**. Оно заключается в том, что нередко в результате различных процессов минералообразования образуются одинаковые минералы и ассоциации минералов, сходные по составу, строению, физическим свойствам.

В заключение краткого обзора отметим, что минералы, являясь “кирпичиками” горных пород, имеют большое научное и практическое значение. Например, минеральный состав пород и руд во многом определяет: обогатимость и схемы обогащения руд;

физико-механические свойства пород и руд, от которых зависит комплекс инженерно-геологических мероприятий при строительстве и эксплуатации инженерных и горнотехнических сооружений. Поэтому важно уметь определять (узнавать) основные порообразующие и рудные минералы. Этому несложно научиться. В практической деятельности природопользователя минералы определяются по макроскопическим (визуальным) диагностическим признакам, т.е. по внешним признакам, которые видны невооруженным глазом, или определяются с помощью простейших подручных средств. К числу таких признаков относятся: морфология минералов и их агрегатов, некоторые физические свойства минералов и парагенезис минералов. Эти признаки рассмотрены в соответствующих разделах методических указаний.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 1

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

1. СОДЕРЖАНИЕ И ПОРЯДОК ВЫПОЛНЕНИЯ ЛАБОРАТОРНОЙ РАБОТЫ, ОПИСАНИЕ ОБОРУДОВАНИЯ

Лабораторная работа посвящена теоретическому и практическому освоению диагностических свойств минералов с использованием эталонной коллекции. Суть указанных признаков и приемы их использования приводятся ниже.

Необходимое оборудование и материалы: методические указания к лабораторной работе № 1, эталонную коллекцию «Диагностические свойства минералов», шкалы твёрдости, лупы, стеклянные и фарфоровые пластинки, магнитные стрелки, 10 %-ную соляную кислоту, комплект индивидуальных задач на подгруппу – получает дежурный до начала занятия.

Отчет по первой лабораторной работе не оформляется, защита работы состоит в демонстрации знаний теоретических положений и диагностических свойств минералов. Каменный материал индивидуальной задачи используется для тренировки навыков диагностики. Результаты наблюдений диагностических признаков минералов будут использованы при определении минералов и составлении отчета по следующей лабораторной работе.

2. МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЁРЕН, КРИСТАЛЛОВ И АГРЕГАТОВ

Морфология (греч. “морфос” – форма, “логос” – слово, учение) **минералов и минеральных агрегатов** – это изучение и характеристика минералов и их формы (внешнего вида). Морфология минералов и их агрегатов зависит от химического состава, кристаллической структуры минералов и от условий и способа их образования. Это позволяет использовать морфологические особенности для диагностики минералов и судить об их генезисе (происхождении).

2.1. Морфология минеральных зёрен

Основная масса твердых минералов встречается в виде зёрен неправильной формы, обладающих лишь внутренним кристаллическим строением, но не имеющих кристаллических граней. Хорошо образованные кристаллы, т.е. зерна, ограниченные собственными гранями, встречаются гораздо реже.

2.1.1. Морфология минеральных зёрен неправильной формы характеризуется **степенью изометричности** и выражается в различном соотношении их длины, ширины и толщины (высоты). По степени изометричности выделяют следующие морфологические типы минеральных зёрен – изометричные, удлинённые, уплощенные и переходные.

Изометричные зерна, имеющие равновеликие размеры по трём взаимно перпендикулярным направлениям в пространстве («шаровидные»). Такие зерна наиболее характерны для минералов, кристаллизующихся в кубической сингонии (рис. 2.1, а).

Удлинённые или **вытянутые в одном направлении** зёрна, среди которых по соотношению длины и поперечника различают следующие разновидности: **столбчатые, шестоватые, игольчатые, волокнистые**. Зерна удлинённой формы чаще встречаются у минералов, кристаллизующихся в сингониях средней категории (тригональной, тетрагональной, гексагональной), реже – низшей (рис. 2.1, б).

Уплощенные (сплюснутые) зёрна, одинаково вытянутые в двух направлениях, при сохранении третьего короткого. По

«толщине» различают: **таблитчатые, пластинчатые, листоватые, чешуйчатые** зёрна. Уплющенный облик зерен обычно имеют минералы, кристаллизующиеся в сингониях низшей категории (рис. 2.2, в). Существуют формы зёрен **переходные** между основными тремя типами. **Досковидные** зёрна имеют промежуточную форму между вторым и третьим типами (столбчатые и одновременно уплощенные индивиды). **Бочёнковидные** зёрна – промежуточная форма между первым и вторым типами (рис. 2.2, г, д).

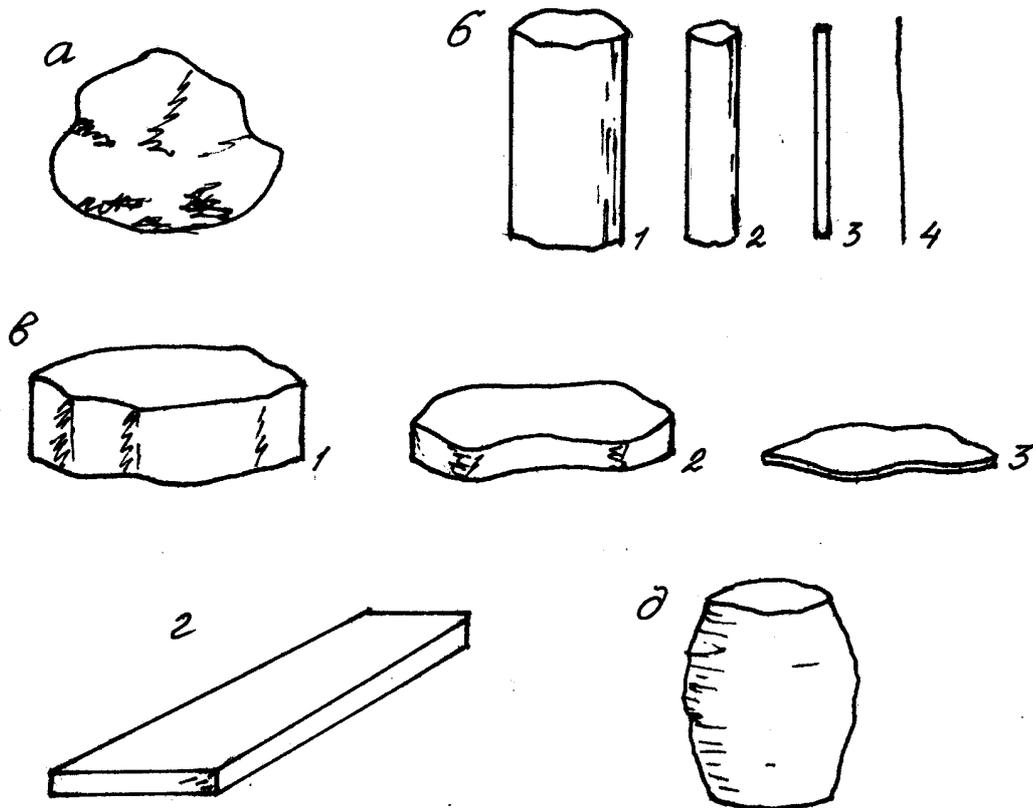


Рис. 2.1. Морфология минеральных зерен по степени изометричности: а – **изометричные**; б – **удлиненные**: 1 – **столбчатые**; 2 – **шестоватые**; 3 – **игольчатые**; 4 – **волокнистые**; в – **уплощенные**: 1 – **таблитчатые**; 2 – **пластинчатые**; 3 – **листоватые**; г – **досковидные**; д – **бочёнковидные**

Некоторые минералы обладают неправильной формой зерна, которая по соотношению длины, ширины и высоты примерно соответствует изометричной форме.

Определяя форму зерна минерала в образце, необходимо обратить внимание на различие сечений зёрен. Изометричные зёрна имеют одинаковые сечения при любом случайном сколе.

Вытянутые и уплощенные зёрна имеют различные сечения вдоль и поперёк зерна. По этому признаку зёрна разных форм в породах легко отличаются друг от друга (рис. 2.2).

2.1.2. Минералы, развивающиеся в свободном пространстве или обладающие большой силой кристаллизации, при своем росте **приобретают правильную многогранную форму**. При этом возникают кристаллы, которые также могут быть охарактеризованы по степени изометричности, т.е. могут иметь изометричный, удлинённый или уплощённый облик.

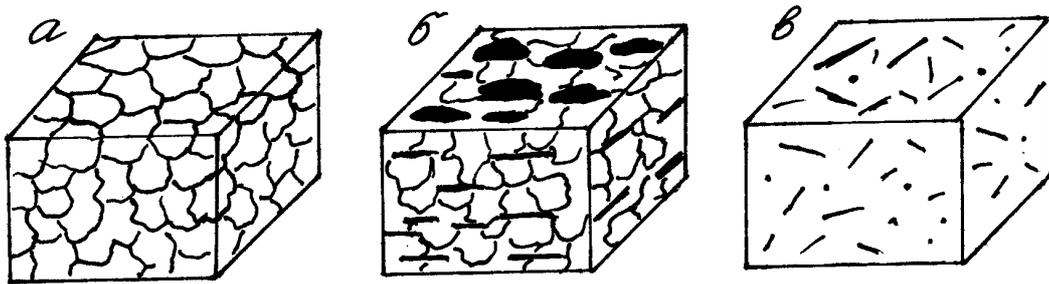


Рис. 2.2. Сечения минеральных зерен разных форм в горных породах: а – изометричные зерна кальцита в мраморе; б – листоватые черные зерна биотита в гнейсе; в – игольчатые зерна роговой обманки в трахите

Однако кристаллы, близкие по облику, часто различаются по набору простых форм, участвующих в огранке, т.е. по **габитусу**. Например, кристаллы пирита обычно встречаются в виде гексаэдров или пентагондодекаэдров (рис. 2.3). Общий облик для них изометричный, но габитус кристаллов различен: в первом случае – гексаэдрический, во втором – пентагондодекаэдрический. Поэтому, характеризуя морфологию зерна минерала, имеющего кристаллическую огранку, необходимо внешний облик конкретизировать указанием габитуса кристалла. Например, хорошо образованные шестоватые по облику кристаллы берилла имеют гексагонально-призматический габитус (хорошо развиты грани гексагональной призмы).

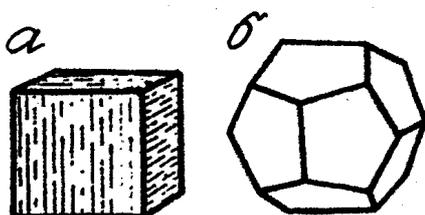


Рис. 2.3. Кристаллы пирита различного габитуса: а – гексаэдр; б – пентагондодекаэдр

Грани кристаллов часто бывают покрыты различной **штриховкой** или бороздками. У одних минералов штриховатость проявляется вдоль вытянутости кристаллов (турмалин, эпидот, эгирин, арсенопирит), у других – поперек (кварц). Для кубических кристаллов пирита характерно, что штрихи одной грани расположены перпендикулярно по отношению к штрихам каждой соседней грани (см. рис. 2.3, а). Образование штриховатости граней связано с особенностями внутреннего строения кристаллов.

Габитус кристаллов, равно как и форма зерен, может являться для некоторых минералов надежным диагностическим признаком. Например, кристаллы гранатов обычно имеют ромбодекаэдрический габитус, поэтому этот минерал легко диагностируется в породе даже по фрагменту кристалла, если заметна хоть одна грань в виде ромба.

2.2. Закономерные сростки кристаллов

Довольно часто кристаллические индивиды одного и того же минерала образуют между собой закономерные срастания – двойники. **Двойником** называют закономерный сросток, по определенным кристаллографическим направлениям, двух кристаллов одного и того же минерала. Двойники возникают в результате взаимного прорастания или срастания кристаллов (рис. 2.4, а, б).

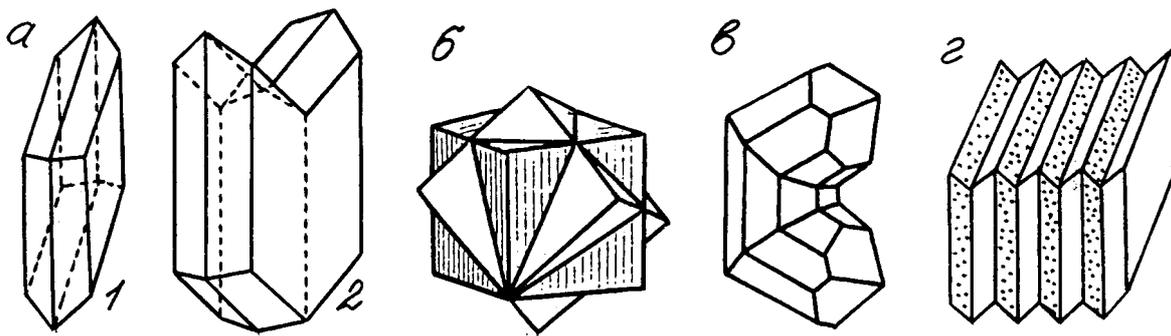


Рис. 2.4. Закономерные сростки кристаллов: а – двойник срастания гипса: 1 – одиночный кристалл, 2 – сдвойникованный; б – двойник прорастания флюорита; в – тройник касситерита; г – полисинтетический двойник

В случае срастания трех, четырех, пяти кристаллов и более различают соответственно тройники, четверники, пятерники и т.д.

(рис. 2.4, в). Иногда встречается целая серия кристаллов, сросшихся так, что каждые два соседних кристалла ориентируются друг относительно друга в двойниковом положении, а следующие через один кристаллы оказываются взаимно параллельными. Это так называемые полисинтетические двойники (рис. 2.4, г).

Для некоторых минералов двойниковые образования типичны и являются их диагностическим признаком. Таковы, например, коленчатые двойники касситерита, рутила, так называемый “ласточкин хвост” гипса, полисинтетические двойники кристаллических зерен полевых шпатов (рис. 2.4). Макроскопически полисинтетическое двойникование обнаруживается на плоских сколах крупных зерен, когда при осмотре на поверхности наблюдается серия строгопараллельных полос, отражающих свет с разной интенсивностью. При изменении угла зрения интенсивность отражения меняется. Возникает двойниковая параллельная полосчатость или штриховка.

2.3. Морфология минеральных агрегатов

Минералы в природе редко встречаются в виде отдельных кристаллов или изолированных кристаллических зерен. Обычно, независимо от способа образования, минералы образуют незаконномерные сростки кристаллических зерен, либо некристаллические (аморфные) массы, называемые минеральными агрегатами.

Минеральный агрегат – скопление одного или нескольких минералов, возникшее в результате природных процессов минералообразования. Если минеральный агрегат сложен одним минералом, он называется **мономинеральным**, а если двумя и более минералами – **полиминеральным**. Строение и морфология минеральных агрегатов очень разнообразны. Многие из них типичны, приобрели собственные названия и являются важным элементом диагностики минералов. По условиям образования и распространенности различают две группы минеральных агрегатов: зернистые и особые.

2.3.1. Зернистые агрегаты представляют собой скопление кристаллических минеральных зерен, иногда в сочетании с хорошо образованными кристаллами. Зернистые агрегаты наиболее

распространены в природе – ими представлено подавляющее большинство горных пород и руд. Например, в магматических породах они образуются в результате выпадения из расплава и роста массы очень мелких зародышевых кристалликов минералов. Одновременный рост каждого кристаллика приводит к тому, что зерна минералов принимают форму того пространства, которое было в их распоряжении и обычно не могут образовывать свойственные им кристаллы. В зависимости от конкретных условий минералообразования (температуры, давления) меняются параметры зернистых агрегатов.

Зернистые агрегаты принято классифицировать по нескольким параметрам.

По абсолютному размеру кристаллических зерен выделяют следующие агрегаты:

1) **явнозернистые** – размер зерен больше 0,1 мм, они легко различимы глазом;

2) **скрытозернистые** – размер зерен меньше 0,1 мм, зерна неразличимы глазом, зернистое строение агрегата надежно устанавливается только при исследовании под микроскопом.

По относительному размеру зерен зернистые агрегаты делятся на:

1) **равномернозернистые** – зерна приблизительно одного размера;

2) **неравномернозернистые** – зерна различны по размерам.

Зернистые агрегаты классифицируют и по **форме слагающих их минеральных зёрен**. Например – **таблитчатый (таблитчато-зернистый), игольчатый (игольчато-зернистый)** агрегаты. Исключение составляют агрегаты, образованные изометричными зёрнами, – термин «изометричный агрегат» не употребляют.

В зависимости от **количественного содержания минералов** в полиминеральном агрегате минерал может образовывать **сплошной зернистый** агрегат или присутствовать в виде **вкрапленных зерен** в массе другого минерала. Вкрапленность может быть равномерной или неравномерной.

По степени заполнения пространства различают **плотные** и **рыхлые** зернистые агрегаты.

Морфологию зернистых агрегатов при выполнении лабораторных работ необходимо характеризовать одновременно по ряду параметров. В полиминеральных зернистых агрегатах, которые могут слагаться различными по форме и размеру зерна минералами, необходимо описывать агрегат каждого минерала в отдельности.

2.3.2. Особые минеральные агрегаты имеют значительно меньшее распространение в земной коре, чем зернистые агрегаты. Это объясняется тем, что для их возникновения требуются специфические условия минералообразования.

1. Дендриты (греч. – “дерево”) – агрегаты, напоминающие ветки дерева или ветвящиеся ростки мха. Представляют собой скопление закономерно сросшихся кристаллических индивидов. Дендриты образуются при быстрой кристаллизации, а также при кристаллизации по тонким трещинкам или в вязкой среде. В виде дендритов встречаются некоторые самородные элементы (золото, серебро, медь), оксиды Mn, лед (рис. 2.5, а).

2. Друзы (нем. – “щетка”) – агрегаты хорошо образованных кристаллов, прикрепленных одним концом к общему основанию (рис. 2.5, б). Образуются при кристаллизации минералов в свободном пространстве: в открытых трещинах, пустотах. Если кристаллы друзы тесно соприкасаются и вытянуты приблизительно параллельно друг другу, то агрегат будет называться **гребенчатым** или **кристаллической щеткой**. Наросты мелких, тесно сросшихся кристалликов, именуется **кристаллическими корочками**.

3. Секрции (лат. – “выделение”) – образуются в результате заполнения минералами неправильных, чаще округлых пустот, полостей в горных породах. Образование секрций происходит в пустотах ранее сформировавшихся пород, при этом химический состав секрций отличается от состава вмещающих их пород. Отложение вещества происходит послойно от стенок пустоты к ее центру, результатом этого является концентрически-зональное строение секрции. Причем отдельные слои (зоны) секрции отличаются друг от друга по цвету, а часто и по составу. Заполнение полости может быть полным или частичным. Мелкие секрции (до 10 мм в поперечнике), нацело, заполненные минеральным веществом называются **миндалинами**, более крупные, не-

редко с пустотой внутри, – **жеодами** (рис. 2.5, в). Стенки пустоты в жеоде покрыты друзами кристаллов или натечными образованиями.

4. Конкреции (лат. – “стяжение, сгущение”) – представляют собой шаровидные или неправильной формы образования (**желваки**), возникающие в осадочных породах, в основном на стадии преобразования осадка в осадочную горную породу. Они образуются за счет стяжения минерального вещества к какому-либо центру кристаллизации, при этом рост кристаллов в отличие от секретий направлен противоположно – от центра к периферии, в результате чего, нередко, возникает радиально-лучистое внутреннее строение конкреции (рис. 2.5, г). Иногда наблюдается неясно выраженное концентрически-зональное строение минеральной массы, слагающей конкрецию. Размер этих образований колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Разрастаясь и соединяясь вместе, они могут образовывать сложные по форме крупные тела. Наиболее часто в виде конкреций встречаются: фосфорит, сидерит, марказит и др. минералы.

5. Оолиты – это сферические образования небольших размеров (от долей мм до 10–15 мм) с ясно выраженным концентрически-скорлуповатым, реже радиально-лучистым строением (рис. 2.5, д). Они образуются при осадконакоплении во взвешенном состоянии в подвижной водной среде путем послойного отложения вещества вокруг каких-либо затравок (песчинок, пузырьков воздуха и пр.), либо при диагенезе в результате диффузии в коллоидной среде. В виде оолитов встречается кальцит, гидрооксиды Fe и Mn, железистые хлориты. Осадочные горные породы оолитового строения носят название икряных или гороховых камней.

6. Натечные агрегаты возникают в пустотах горных пород путем выпадения из медленно испаряющихся коллоидных растворов.

При свободном стекании в крупных полостях под действием силы тяжести возникают натечные образования в виде сосулек – **сталактиты** и растущие им навстречу за счет падающих капель **сталагмиты** (рис. 2.5, е). Медленно продвигающиеся коллоиды при высачивании на стенки пустот обволакивают их, постепенно теряют воду и затвердевают, образуя **почковидные и гроздевидные** агрегаты (рис. 2.5, ж). Крупные шарообразные

образования с блестящей поверхностью носят название “стеклянные головы”. Натечные образования обнаруживают концентрически-зональное внутреннее строение, которое объясняется послойным отложением вещества из раствора. С течением

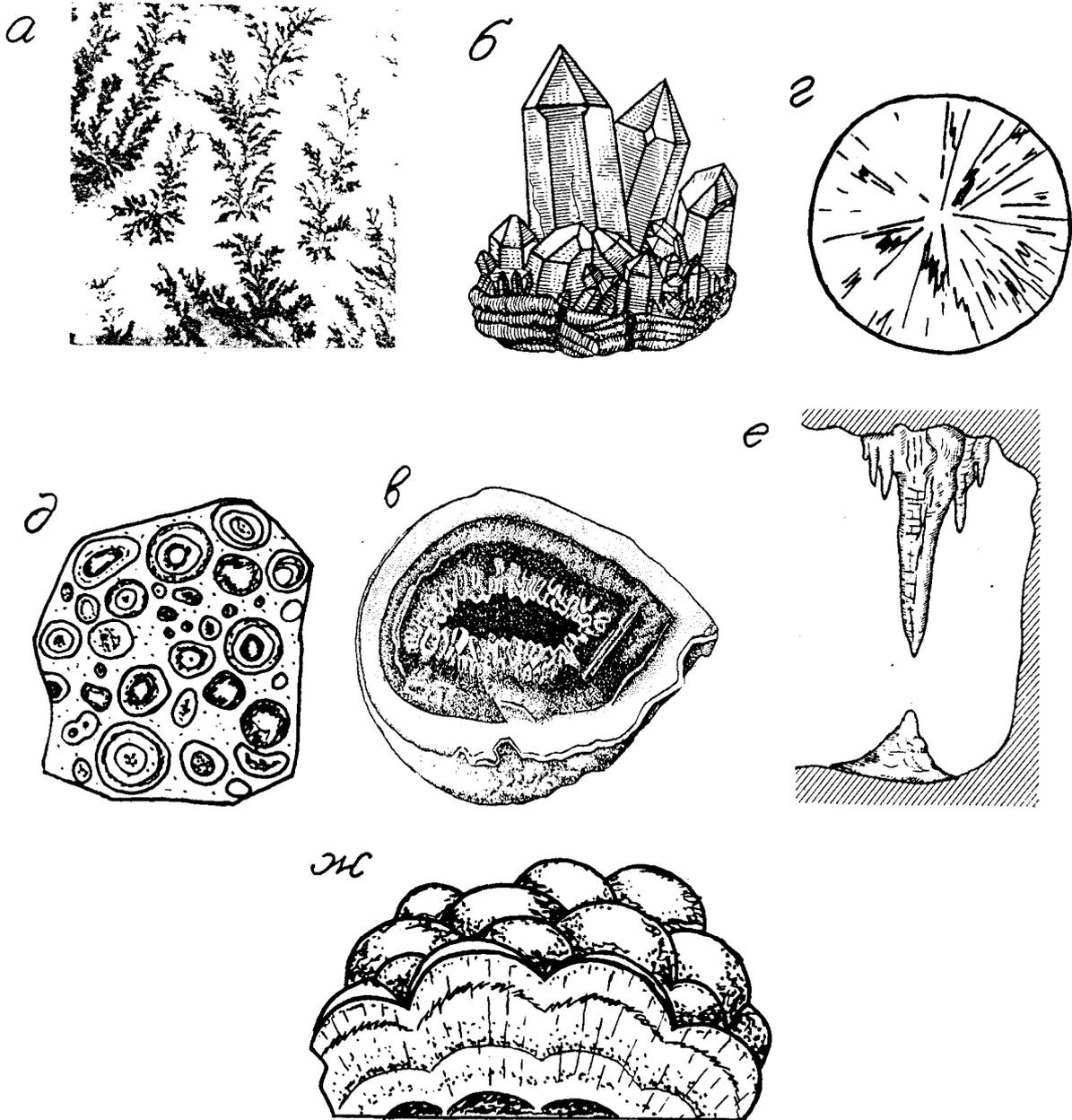


Рис. 2.5. Особые минеральные агрегаты: а – дендриты оксидов марганца в известняке; б – друза кристаллов кварца; в – жеода в разрезе, состоящая из кварца и халцедона; г – конкреция фосфорита в изломе; д – оолитовое строение боксита; е – натечные агрегаты кальцита в виде сталактита (вверху) и сталагмита (внизу); ж – натечный почковидный агрегат халцедона

времени коллоидные массы натечных форм подвергаются раскристаллизации с образованием кристаллически-зернистых агрегатов.

Иногда при этом натечные образования приобретают волокнистое строение с радиально-лучистым расположением индивидов, заметным в изломе. Натечные формы образуют опал, кальцит, малахит, лимонит, псиломелан и др.

7. Землистые агрегаты (син. – порошковатые) – это мягкие мучнистые образования, в которых отдельные минеральные зерна неразличимы невооруженным глазом. Своим видом они напоминают куски рыхлой почвы и обычно пачкают руки. В зависимости от цвета эти агрегаты называются **сажистыми** (черного цвета) или **охристыми** (коричневого и бурого цвета). Образуются в экзогенных условиях при химическом разрушении горных пород и руд. Землистые агрегаты образуют глинистые минералы, гидроксиды Fe и Mn (лимонит, псиломелан) и др.

8. Кроме того, минералы часто выделяются в виде **налетов, примазок, выцветов**, покрывающих пленкой или корочкой поверхность минералов, горных пород, почв. Они образуются в экзогенных условиях.

9. Псевдоморфозы (греч. – “ложная форма”) – это минералы, состав которых не соответствует той кристаллографической форме, которую они имеют. Они имеют точную копию формы другого минерала или органических остатков. Псевдоморфозы возникают в результате замещения одного минерала другим с сохранением внешней формы замещаемых кристаллов или при последующем заполнении пустот, образующихся при растворении существующих ранее минералов. Так образуются, например, псевдоморфозы лимонита по кубическим кристаллам пирита или псевдоморфозы опала, кальцита по обломкам дерева и др.

3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

К физическим свойствам, используемым для быстрого макроскопического, т.е. невооруженным глазом, определения минералов относятся: цвет, цвет черты, блеск, спайность, твердость, плотность, излом, прозрачность. Некоторые физические свойства, как магнитность, растворимость (в воде и кислотах), прочность,

побежалость, ощущение на ощупь, запах также используются, но более ограниченно, т.к. проявляются у небольшого количества минералов. При диагностическом значении указанных свойств они приведены в минералогических таблицах. Более точное определение минералов и их физических свойств выполняется под микроскопом, в рентгеновских лучах, термическим, люминесцентным, химическим и другими методами в специальных лабораториях.

Следует иметь в виду, что **отдельные** физические свойства могут быть одинаковыми у **различных** минералов и, наоборот, какое-либо **отдельное** свойство (например, цвет или плотность) у **одного** и того же минерала может меняться в зависимости от условий образования. Поэтому, при определении минерала необходимо установить для него **возможно большее** количество свойств, которые дадут **сочетание** (комплекс) свойств, присущее **только** данному минералу. В редких случаях, некоторые свойства бывают настолько характерны, что по **одному** из них можно сразу определить минерал (магнитность у магнетита, бурная реакция с разбавленной соляной кислотой у кальцита и некоторые другие).

Все физические свойства зависят от химического состава, кристаллической структуры и условий образования минералов.

3.1. Цвет минералов – это физическое свойство минералов, являющееся важным диагностическим признаком. Цвет (окраска) минерала зависит от длины волн тех частей падающего на минерал света, которые минералом отражаются, пропускаются или поглощаются. Бесцветные минералы отражают или пропускают все волны белого света, темные (черные) их поглощают. Зеленый минерал, например, отражает или пропускает зеленый свет и поглощает все другие компоненты белого света.

Окраска минерала может быть вызвана вхождением в его кристаллическую структуру элементов хромофор, которые своим присутствием обуславливают определенный цвет минералов. К числу хромофор относят Fe, Ti, V, Mn, Co и многие другие элементы. Минералы, содержащие двухвалентное железо, характеризуются зеленым (хлорит), темно-зеленым и черным (авгит, роговая обманка) цветом.

Окраска может быть связана с дефектами кристаллической

решетки минерала. Например, иризация в сине-желтых тонах у плагиоклазов.

Цвет некоторых минералов не зависит от их кристаллохимической природы, а вызван посторонними тонко рассеянными механическими примесями. Например, розовая окраска кальцита вызвана тончайшими вростками гематита.

Некоторые минералы обладают постоянным цветом. Это значительно облегчает их диагностику. Более того, многие минералы названы по этому признаку: хлорит – в переводе зеленый. Для многих других минералов цвет не является устойчивым признаком. Такие минералы, как кварц, кальцит, могут быть окрашены чуть ли не в любой цвет. Окраска минералов часто отражает сходство с окрасками каких-то известных предметов или веществ. Например, молочно-белый или дымчато-серый цвет кварца, соломенно-желтый пирита или травяно-зеленый эпидота.

Чтобы научиться самостоятельно улавливать характерные оттенки цвета отдельных минералов, необходимо попытаться зрительно запомнить цвета минералов эталонной коллекции.

3.2. Цвет черты – это цвет минерала в порошке. Порошок получается при растирании или царапанье твердым минералом по пластинке неглазурованного (шероховатого) фарфора или фаянса. Цвет черты может совпадать с собственным цветом минерала или отличаться от него.

Светлоокрашенные или бесцветные прозрачные и полупрозрачные минералы обладают белой (неокрашенной) чертой. Ясноокрашенные и темноокрашенные непрозрачные минералы также могут иметь неокрашенную черту или окрашенную черту, цвет которой совпадает с цветом минерала в куске. Лишь небольшая группа таких минералов обладает цветом порошка, резко отличным от цвета самого минерала. В последнем случае цвет черты является важным диагностическим признаком. Например, гематит, лимонит и магнетит в *кусках* часто имеют одинаковую черную окраску, но по *цвету черты* их можно легко отличить друг от друга – черта будет соответственно вишнево-красная, желто-бурая и черная.

Для того чтобы научиться практически использовать этот диагностический признак, возьмите черту минералов эталонной коллекции. Запомните оттенки цвета порошка, особенно тех минералов, для которых это важное диагностическое свойство,

сравните с цветом черты минералов индивидуальной задачи.

3.3. Блеск минералов является оптическим эффектом, который создается при отражении света от поверхности минерала и не связан с его окраской. Блеск зависит от показателей преломления и отражения световых лучей поверхностью вещества и от скульптуры этой поверхности. Когда поверхность представляет собой грань кристалла или идеально ровный скол зерна, отражается большая часть падающего света, интенсивность блеска высока. Если же поверхность представлена скрытозернистым агрегатом, то отраженные от такой скрытобугорчатой массы световые лучи будут рассеиваться и гасить друг друга, интенсивность блеска резко снизится (рис. 3.1). Поэтому один и тот же минерал может иметь разный характер блеска в различных агрегатах.

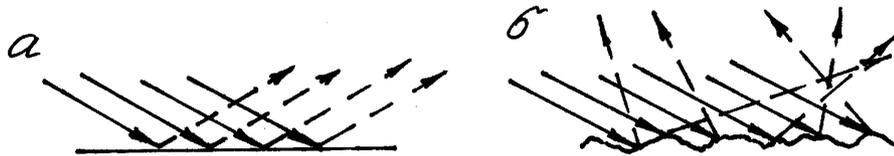


Рис. 3.1. Отражение света: а – от идеально ровного скола зерна; б – от поверхности скрытозернистого агрегата (увеличено)

По степени интенсивности различают три вида блеска.

1. **Металлический блеск** напоминает блеск свежего металла. Это самый сильный блеск. Металлический блеск имеют непрозрачные минералы (независимо от их окраски), дающие черный цвет черты (пирит и др.). Исключением по цвету черты являются самородные металлы (золото, серебро). К минералам с металлическим блеском относятся самородные металлы, многие сульфиды, оксиды.

2. **Полуметаллический блеск** или **металлоподобный** напоминает блеск потускневшей поверхности металла (гематит, графит).

3. **Неметаллический блеск** объединяет целую группу разновидностей.

Алмазный блеск – это искрящийся, самый сильный блеск среди неметаллических блесков (алмаз, сфалерит, сера на гранях кристаллов).

Стеклянный блеск соответствует блеску стекла. Это самый распространенный в природе блеск, им обладают около 70 % минералов, как светлоокрашенных, так и темноокрашенных с бесцветной чертой (силикаты, карбонаты, сульфаты, кварц на гранях кристаллов).

Жирный блеск напоминает блеск поверхности, смазанной жиром, маслом. Этот блеск характерен для минералов, у которых поверхность скола зерен имеет бугорчатый неровный характер (нефелин, кварц в изломе зерен).

Перламутровый блеск напоминает радужные переливы внутренней перламутровой поверхности ракушек. Он обусловлен отражением света от тонких пластинок или плоскостей спайности минералов (мусковит, тальк, пластинчатые зерна гипса).

Шелковистый блеск возникает при параллельно-волокнутом строении агрегата минерала и напоминает внешний вид шелковых нитей (хризотил-асбест, волокнистый гипс).

Восковый блеск напоминает внешний вид поверхности воска, парафина. Он характерен преимущественно для светлоокрашенных минералов, образующих скрытозернистые агрегаты, со скрытобугорчатой поверхностью (халцедон скрытозернистая разновидность кварца).

Матовый блеск или **тусклый** напоминает поверхность мягкой ворсовой ткани (плюша, велюра). Такой блеск характерен для тонкодисперсных (землистых) агрегатов минералов, обладающих значительной микропористостью (глинистые минералы, землистые лимонит и гематит).

Определение блеска для начинающих представляет известные трудности. Поэтому при изучении блеска рекомендуется тщательно рассмотреть минералы с различными типами блеска из эталонной коллекции, сравнить их между собой, с блеском минералов индивидуальной задачи и попытаться зрительно запомнить.

3.4. Спайность минералов – это способность **отдельного** кристалла или **отдельного** зерна минерала раскалываться или расщепляться по определенным направлениям с образованием ровных, гладких, блестящих поверхностей, называемых **плоскостями спайности**. Спайность присуща только кристаллическим веществам. Плоскости спайности ориентированы в тех направлениях, в которых наблюдаются наименьшие силы сцепления меж-

ду ионами и молекулами в кристаллической решетке минералов (рис. 3.2).

Спайность минералов различается *по степени совершенства*.

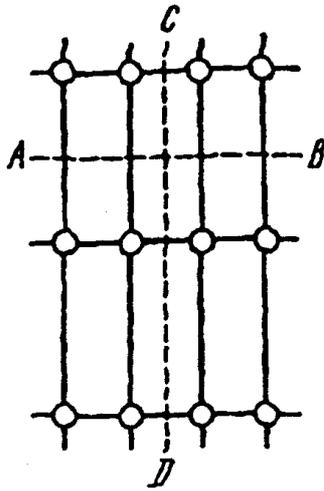


Рис. 3.2. Ориентировка плоскостей спайности. Кристалл легче расколется по направлению АВ, чем по CD

Весьма совершенная. Минерал легко расщепляется на отдельные тонкие пластинки или листочки, получить излом иначе, чем по спайности, трудно (слюды, гипс) (рис. 3.3, а; 3.4, а).

Совершенная. Минерал при слабом ударе раскалывается по определенным направлениям. Получаются выколки, похожие на кристаллы, с ровными ступенчатыми поверхностями скола (кальцит, галит, амфиболы) (рис. 3.3, б; 3.4, б, в).

Средняя (ясная). При раскалывании образуются как ровные плоскости спайности, так и неровные поверхности излома по случайным направлениям (полевые шпаты, пироксены) (рис. 3.3, в).

Несовершенная (неясная). Минерал раскалывается по произвольным направлениям с образованием неровных поверхностей излома, отдельные плоскости спайности обнаруживаются с трудом (кварц, нефелин) (рис. 3.3, г).

Весьма несовершенная. Спайность практически отсутствует. При раскалывании на изломе нельзя обнаружить ровных плоскостей (магнетит, пирит) (рис. 3.3, д).



Рис. 3.3. Поверхность скола зерен минералов с различной степенью совершенства спайности: а – весьма совершенной; б – совершенной; в – средней; г – несовершенной; д – весьма несовершенной

Определяя степень совершенства спайности, необходимо фиксировать количество *направлений*, в которых она проявляется.

Существуют минералы, обладающие спайностью в одном (слюды), в двух (амфиболы, пироксены), в трех (кальцит, галит), в четырех (флюорит) и шести (сфалерит) направлениях (рис. 3.4).

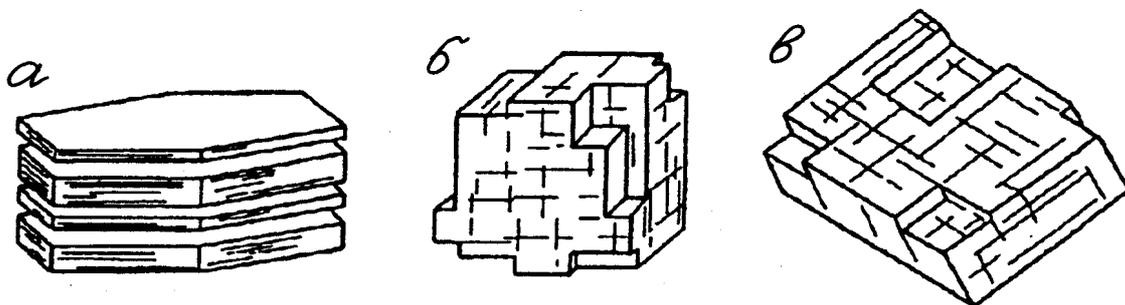


Рис. 3.4. Количество направлений спайности минералов: а – одно зерно биотита; б – три под углом 90° галита; в – три под углами 120° и 60° кальцита

Причем степень совершенства спайности в различных направлениях может быть разной. Например, у полевых шпатов два направления спайности: по одному направлению она близка к совершенной, по другому – средняя.

При наличии спайности в двух и более направлениях важным для диагностики минералов является определение *угла между плоскостями спайности*. Например, кальцит и галит имеют по три направления спайности, однако, углы между плоскостями спайности галита прямые, а у кальцита – нет. Поэтому выколки по спайности галита похожи на кубики, а кальцита – на кубики, сплюснутые по диагональной оси (рис. 3.4, б, в). По этому же признаку можно отличить очень похожие друг на друга по многим свойствам минералы из групп пироксенов и амфиболов (авгит и роговая обманка). И те, и другие имеют два пересекающихся направления спайности. Угол между плоскостями спайности авгита близок к 90° , а роговой обманки – к 120° (рис. 3.5).

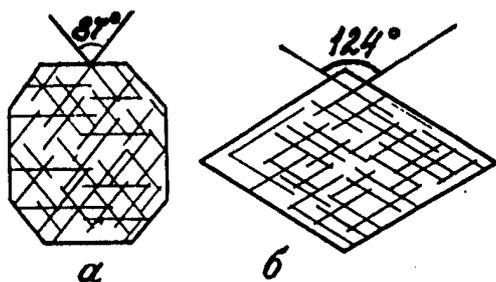


Рис. 3.5. Поперечное сечение зерен пироксенов (а) и амфиболов (б) с двумя пересекающимися под разными углами системами трещин спайности (увеличено)

Спайность – одно из самых важных диагностических свойств минералов. При самостоятельном знакомстве с этим свойством необходимо помнить, что оно характерно **одному зерну или кристаллу** минерала, а не минеральному агрегату. Сначала изучите это свойство по крупным одиночным зернам, кристаллам минералов с различной степенью совершенства спайности (биотит, полевой шпат, кальцит). Обратите внимание на количество направлений спайности и углы между ними. Затем необходимо научиться распознавать это свойство по отдельным зернам в минеральном агрегате. Очевидно, что уловить наличие или отсутствие спайности возможно, когда размер зерен **достаточно крупный** (более 0,1 мм). Определить спайность минерала в скрытозернистом агрегате макроскопически невозможно. Ясно выраженная спайность в мономинеральном агрегате устанавливается по следующим особенностям: осматривая всю поверхность агрегата, замечают, что она носит неровный характер, но отдельные элементы этой поверхности представляют собой ровные блестящие площадки, разно ориентированные в пространстве. Например, мономинеральный агрегат кальцита в мраморе. В случае несовершенной спайности ровные площадки отсутствуют. Например, в мономинеральном агрегате зерен кварца.

Горные породы и руды часто представляют собой полиминеральные агрегаты минералов с различной спайностью. Потренируйтесь в умении определять это свойство по породе гранит. Черные зерна биотита обладают весьма совершенной спайностью, светлоокрашенные в разных тонах полевые шпаты характеризуются средней спайностью, а дымчато-серый кварц отличается отсутствием спайности. Зрительно запомните разницу в характере спайности минералов.

3.5. Твердость минералов – это сопротивление механическому воздействию (царапанью, шлифованию, вдавливанию) другого более твердого тела, обусловленное в основном прочностью кристаллической структуры минералов.

При визуальной диагностике минералов используют **твёрдость царапанья**. Она определяется царапаньем острием тела, твёрдость которого известна (эталоном твёрдости) по исследуемому минералу. Эталоном твёрдости в минералогии приняты десять минералов, твёрдость которых принята за условные целые

числа. Расположенные в порядке возрастания твёрдости они образуют **шкалу твёрдости Мооса** (Ф. Моос (1773–1839) – австрийский минералог, предложил шкалу в 1820 г.). В шкале твёрдости каждый предыдущий минерал царапается (чертится) последующим (табл. 2). С помощью шкалы Мооса можно определить **относительную** твёрдость минерала. Для определения твердости исследуемого минерала по его поверхности проводят (с нажимом) острым углом минерала-эталона из шкалы Мооса. Если на исследуемом минерале остается царапина, то его твёрдость меньше, чем у эталона. Если вместо царапины на поверхности исследуемого минерала остается порошок минерала-эталона, то его твёрдость больше, чем у эталона. Испытание проводится до тех пор, пока твёрдость исследуемого минерала не определится как промежуточная между предыдущим и последующим взятыми эталонами или как равная одному из них.

Таблица 2

Шкала твердости Мооса

Минерал	Относительная твёрдость по шкале Мооса	Абсолютная твёрдость, кг/мм ²	Минерал	Относительная твёрдость по шкале Мооса	Абсолютная твёрдость, кг/мм ²
Тальк	1	2,4	Ортоклаз	6	795
Гипс	2	36	Кварц	7	1120
Кальцит	3	109	Топаз	8	1427
Флюорит	4	189	Корунд	9	2060
Апатит	5	536	Алмаз	10	10060

Твёрдость минерала необходимо определять на **отдельном кристаллическом индивиде минерала** (по грани кристалла, плоскости спайности или выраженному сколу минерального зерна). При определении твёрдости по агрегату минерала часто получают заниженную твёрдость. Это касается скрытозернистых и особенно землистых агрегатов, твёрдость которых оказывается на

несколько единиц шкалы Мооса меньше истинной твёрдости минерала (например, твёрдость гематита – 5,5–6, а в землистом агрегате – около 1). Для определения твёрдости землистых масс следует растереть порошок по поверхности эталона, наблюдая, покроется ли она царапинами. Необходимо также учитывать, что у минералов твёрдость *анизотропна*, т. е. может незначительно меняться в зависимости от направления царапанья.

Эталоны шкалы Мооса могут заменить некоторые легко доступные предметы: *простой карандаш* – твёрдость 1, *ноготь* – 2, *стекло* – 5, *стальная игла или нож* – 6.

В земной коре преобладают минералы твёрдостью не более 7 (2–6). Единственными минералами с твёрдостью 9 и 10 являются корунд и алмаз. Последний отсутствует в учебной шкале Мооса не только по причине своей ценности, но и потому, что нет в природе веществ, твёрдость которых имеет смысл сравнивать с этим эталоном. Минералы с твёрдостью 7–8 составляют небольшую группу (гранаты, турмалин), также малочисленны и минералы с твёрдостью менее двух. По относительной твёрдости минералы удобно разбить на три группы: **мягкие** – царапаются ногтем (гипс, тальк, глинистые минералы); **средней твёрдости** – не царапаются ногтем, но стекло оставляет на них царапину (карбонаты, сульфаты, многие слоистые силикаты); **твёрдые** – не царапаются стеклом (кварц, силикаты).

Поэтому для грубой оценки твёрдости, но достаточной при макроскопической диагностике минералов, можно пользоваться ногтем и обычным оконным стеклом. Твёрдость минерала выше 5 можно оценивать по степени легкости царапанья минералом стекла. Для этого необходимо выработать привычку царапать с одинаковым усилием. При одном и том же нажиме царапина, оставленная на стекле минералом с твёрдостью 9 будет глубже и заметнее той, которую оставил минерал с твёрдостью близкой к 5.

Будьте внимательны, если минерал в полиминеральном агрегате горной породы встречается в виде небольших по размеру зерен, царапая им по стеклу, вы рискуете не попасть на стекло испытуемым минералом. Царапайте эталоном (стеклом) по исследуемому минералу.

Определяя твёрдость некоторых минералов, не спутайте её с

хрупкостью. Слишком большое усилие, прикладываемое к эталону при царапании, может привести к тому, что зерно минерала просто раскрошится под нажимом. Например, иголки актинолита довольно твёрдые – 5,5, но хрупкие.

Необходимо помнить, что твёрдость некоторых минералов в горных породах и рудах может оказаться значительно ниже истинной. Это связано с явлением замещения их вторичными минералами, при сохранении внешней формы. Например, оливин (твёрдость 6,5–7), замещаясь серпентином, твёрдость которого 3,5, может обнаруживать твёрдость до 4.

3.6. Плотность минералов – физическое свойство, определяющееся отношением массы минерала к занимаемому объёму ($\rho = m / V$).

Плотность минералов (г/см^3) колеблется в очень широких пределах, от 0,9 до 23,0 (платинистый иридий). Однако плотность наиболее распространённых в земной коре минералов находится в пределах 2,5–3,5, что обуславливает среднюю плотность земной коры, равную 2,7–2,8.

Плотность минералов зависит от химического состава и особенностей кристаллической структуры минералов, в частности, от плотности упаковки атомов в кристаллической решетке. Влияние химического состава сказывается в следующем. Минералы, в состав которых входят легкие металлы, расположенные в верхней части таблицы Менделеева, имеют плотность 1–3,5 (исключение составляют корунд и барит). У минералов, содержащих в составе типично тяжелые металлы, плотность заметно возрастает (3,9–9). Наибольшую плотность имеют минералы самородных металлов (золото – 15–19, серебро – 10–11). Влияние типа кристаллической структуры на плотность можно показать на примере минералов углерода разной полиморфной модификации: графита ($\rho = 2,2$) и алмаза ($\rho = 3,5$).

По плотности минералы условно можно разбить на три группы (это удобно при макродиагностике минералов): легкие ($\rho < 2,5$), средние ($\rho = 2,5\text{--}4$) и тяжелые ($\rho > 4$). Тяжелые – это чаще всего рудные минералы (пирит, галенит, магнетит). Из нерудных высокой плотностью обладают барит (4,6), что является его важнейшим диагностическим свойством.

Точное определение плотности производят в лабораторных условиях. При макроскопической диагностике минерала важно уметь определить его плотность приблизительно, путем взвешивания минерала на руке, и установить его принадлежность к легкой, средней или тяжелой по плотности группе, дать оценку “легкий”, “средний”, “тяжелый”. При приблизительной оценке плотности используют либо **отдельные кристаллы**, либо **мономинеральные агрегаты** минерала. Для сравнения по плотности различных минералов используют близкие по размерам образцы. Некоторые пористые агрегаты могут демонстрировать пониженную плотность минералов в сравнении с истинной. **Определять плотность минералов слагающих полиминеральный агрегат не представляется возможным**, т.к. взвешивание образца в руке покажет его усредненную плотность, а не плотность каждого минерала в отдельности.

3.7. Прозрачность минералов – способность минералов в той или иной степени пропускать свет. По степени прозрачности различают следующие минералы. **Прозрачные** минералы (горный хрусталь) – через них ясно видны предметы, они пропускают свет подобно оконному стеклу. **Полупрозрачные** (дымчатый кварц) – видны лишь очертания предметов, они пропускают свет подобно матовому стеклу. **Просвечивающие** минералы – свет проходит лишь через тонкие пластинки (халцедон) или через тонкий край минерала (гематит). **Непрозрачные** – не пропускают световых лучей даже в очень тонких пластинках (магнетит, пирит).

3.8. Излом минералов – это форма, вид поверхности, образующейся при раскалывании минералов и минеральных агрегатов. Излом обусловлен физическими свойствами минералов и иногда является характерным диагностическим признаком.

Разновидности изломов.

Если минерал обладает совершенной или весьма совершенной спайностью – излом **ровный, пластинчатый** (при наличии спайности в одном направлении) или **ступенчатый** (при наличии спайности в двух – трех направлениях).

Если спайность несовершенная или отсутствует, то нередко возникает **раковистый** излом. Он имеет вогнутую или выпуклую поверхность, напоминающую ребра поверхности ракушки. Ино-

гда этот вид излома сравнивают с поверхностью разбитого стекла.

Самородные металлы (золото, серебро) имеют **крючковатый** излом – поверхность излома покрыта неровностями, напоминающими крючки.

Занозистый (игольчатый) излом – поверхность излома покрыта ориентированными в одном направлении занозами. Этот вид излома встречается у минералов игольчатого, волокнистого, шестоватого и длинностолбчатого строения.

Землистый излом – поверхность излома матовая, шероховатая, как бы покрытая пылью.

Зернистый излом – характерен для минеральных агрегатов.

Неправильный излом – поверхность излома в виде неопределенно выраженных поверхностей. Наблюдается, например, у нефелина.

3.9. Прочие физические свойства. Имеются в виду некоторые простые физические свойства, характерные для небольшого числа минералов, но имеющие для этих минералов важное диагностическое значение.

Магнитность характерна для минералов, содержащих железо. Для определения магнитности минералов используется магнитная стрелка компаса. Минералы, обладающие магнитностью, при поднесении их к неподвижной магнитной стрелке приводят ее в движение.

Реакция с соляной кислотой (HCl). С соляной кислотой взаимодействуют минералы из класса карбонатов. Кальцит при нанесении капли 10%-ной соляной кислоты бурно «вскипает» (выделяет пузырьки CO_2), доломит реагирует аналогично только в порошке, магнезит реагирует при действии нагретой соляной кислоты.

Побежалость это тонкая пестроокрашенная или радужная пленка, образующаяся на поверхности минералов в результате окисления. Пёстрая сине-розовая побежалость характерна для латунно-желтого халькопирита.

Гигроскопичность, т.е. способность поглощать воду. Это свойство легко обнаруживается по прилипанию к языку и влажным губам (глинистые минералы).

Растворимость в воде свойственна некоторым галоидам

(галит, сильвин).

Растворимые в воде минералы иногда обладают характерным **вкусом**. Например, соленый на вкус галит легко отличим от жгучего горько-соленого сильвина.

Есть минералы, узнаваемые по **ощущению при прикосновении**. Например, тальк жирный на ощупь.

3.10. Парагенетические ассоциации минералов

Совместное образование минералов в природе называют **парагенезисом**. **Парагенетическая ассоциация минералов** (или минеральный парагенезис минералов) – это группа минералов, закономерно образовавшаяся в ходе единого процесса, ограниченного в пространстве и во времени и протекающего в определенных физико-химических условиях. Так, в зависимости от процесса минералообразования, выделяют магматические, пегматитовые и др. минеральные парагенезисы минералов.

Знание минеральных парагенезисов существенно помогает в определении минералов. По наличию некоторых легкоузнаваемых минералов удастся предполагать, а затем и найти другие минералы, характерные для данного парагенезиса. Например, знание типичных и широко распространенных минеральных парагенезисов магматических пород позволяет легко определять их минеральный состав: узнав в светлоокрашенной породе черный листоватый биотит, рядом можно предполагать наличие кварца и полевых шпатов. Не менее важно знание и так называемых «запрещенных» парагенезисов, т.е. пар и групп минералов, которые не могут образовываться совместно. К запрещенным парагенезисам в магматических породах относят, например, пару кварц – нефелин. Наиболее типичные минеральные парагенезисы приведены в минералогических таблицах.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 2

ВАЖНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

1. Содержание и порядок выполнения лабораторной работы, описание оборудования

Цель лабораторной работы: изучение состава, свойств, происхождения и применения породообразующих и рудных минералов, овладение навыками их диагностики и описания.

Необходимое оборудование и материалы: методические указания к лабораторной работе № 1, эталонные коллекции минералов: «Самородные, сульфиды оксиды и гидроксиды», «Соли», «Силикаты», шкалы твёрдости, лупы, стеклянные и фарфоровые пластинки, магнитные стрелки, 10%-ную соляную кислоту, комплект индивидуальных задач на подгруппу – получает дежурный до начала занятия.

Практическая часть работы включает знакомство с эталонными коллекциями породообразующих и рудных минералов различных классов, а также определение и описание минералов индивидуальной задачи. Индивидуальная задача представляет собой набор образцов каменного материала снабжённых номером. Часто в образце присутствует не один, а несколько минералов предусмотренных для изучения программой дисциплины «Геология». По результатам выполненной работы составляется **отчёт** в табличной форме на внутреннем развороте двойного листа тетради в клетку, с описанием минералов каждого образца индивидуальной задачи. Форма таблицы для составления отчета и пример описания минералов, а также образец оформления титульного листа приводятся в прил. 1 и 2.

Лабораторная работа должна быть **защищена**, т.е. студент должен убедительно обосновать преподавателю правильность определения минералов из контрольного задания и показать знания основных диагностических признаков минералов различных классов, а также происхождения и применения минералов.

Выполнение лабораторной работы, по усмотрению преподавателя, может включать в себя самостоятельное составление и изучение определителя минералов.

В данных указаниях в табличном виде приводятся сведения, касающиеся химического состава, структуры, происхождения, практического применения минералов и основных физических свойств, используемых при макроскопической диагностике минералов. В первой графе после названия минерала приводится структурно-химическая формула, которая записывается в одну строку, но из-за небольших размеров столбца формула разбита на части переносами. В таблице при описании каждого минерала **жирным шрифтом выделены его основные диагностические признаки**: типичные кристаллы, зёрна, агрегаты, окраска, спайность и т.д. В таблице последовательно приводится описание минералов следующих классов: **самородных элементов, сульфидов, оксидов и гидроксидов, хлоридов и фторидов, фосфатов, сульфатов, карбонатов, силикатов и алюмосиликатов**. Минералы класса силикатов и алюмосиликатов на основании особенностей строения кристаллической структуры разделены на шесть подклассов: островные, кольцевые, цепочные, ленточные, слоистые и каркасные. Внутри подклассов иногда выделены группы и подгруппы минералов, объединяющие минералы с близкими физическими свойствами: слюды, глинистые минералы, полевые шпаты.

Изучение минералов следует вести после изучения диагностических признаков, используемых для определения минералов. Кроме того, оно должно быть систематическим, т.е. в соответствии с общепринятыми классификациями. Именно по этому принципу минералы располагаются в “Минералогических таблицах” и в соответствующих учебных коллекциях. Число описываемых минералов ограничивается учебной программой к лабораторным занятиям по минералогии.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

агр. – агрегаты	кр. – кристаллы	син. – синоним
вкр. – вкрапленные	несов. – несовершенная	совер. – совершенная
жирн. – жирный	пл. – плотность	спл. – сплошной
зёр. – зёрна	раков. – раковистый	таблитч. – таблитчатые
изл. – излом	с. – сингония	

Название минерала, химическая формула, сингония	Форма кристаллов и зёрен	Агрегаты	Цвет	Черта	Блеск	Спайность	Твёрдость	Плотность, прозрачность, излом, прочие свойства	Происхождение	Практическое применение
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Классы самородных металлов и неметаллов										
1. Золото Au с. кубическая	Кр. редки. Зёр. неправильной формы	Вкр. зёрна, самородки	Золотистожёлтый	Золотистожёлтая, блестящая	Металлический	Несов.	2,5-3	Пл. 16-18 г/см³ , ковкость	1. Гидротермальное в связи с кислым магматизмом. 2. В зоне окисления сульфидных месторождений. 3. Накапливается в россыпях	Валютный металл, ювелирное дело, приборостроение, реактивы, стоматология и др.
2. Сера S с. ромбическая	Кр. дигипиримидальные. Зёр. неправильной формы	Спл. зерн., порошковые, налёты	Лимонножёлтый, медово-жёлтый	Белая, слабожелтоватая	На гр. крист. амазный , в изломе жирный	Несов.	2	Пл. 2,1 г/см ³ , хрупкая, горит с выделением SO₂	1. Вулканические возгоны. 2. Биогенно-осадочное. 3. Зона окисления сульфидных МПИ. 4. При выветривании гипсоносных осадочных пород	В основном для производства серной кислоты. Текстильная, резиновая промышленность, сельское хозяйство. Производство красок, взрывчатки

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
3. Графит С с. гексагональная	Кр. редки. Зёр. пластинчатые, чешуйчатые	Вкр. зёрна, спл. зерн. агр.	Стально-серый до свинцово-серого	Чёрная	Полуметаллический	Совер.	1 (царапается ногтем)	Пл. 2,2 г/см ³ , жирен на ощупь, серый цвет черты на бумаге	1. Магматическое. 2. Регионально-метаморфическое. 3. При контактовом метаморфизме углей. 4. Пневматолитово-гидротермальное	Металлургия (литейное дело); смазочный материал; производство красок, карандашей, электродов
Классы простых и сложных сульфидов, персульфидов										
4. Галенит PbS (син. свинцовый блеск), с. кубическая	Кр. кубические. Зёр. изометричные	Спл. зернистые и вкрапленные	Свинцово-серый	Чёрная	Металлический	Совер. по кубу	2-3	Пл. 7,6 г/см³ , изл. ступенчатый	1. Гидротермальное среднетемпературное. 2. Осадочное в условиях сероводородного заражения	Основная руда на свинец
5. Антимонит Sb₂S₃ (син. сурьмяный блеск), с. ромбическая	Кр. удлиненно-призматические. Зёр. удлинённые	Спл. зернистые и вкрапленные, радиальнолучистые	Свинцово-серый	Чёрная	Металлический	Совер. по пинакоиду в одном направлении	2-2,5	Пл. 4,6 г/см ³ . На плоскостях спайности штрихи поперечно удлинению зёрен, парагенезис с киноварью	1. Гидротермальное низкотемпературное. 2. Продукты вулканических возгонов	Важнейшая руда на сурьму

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
6. Молибденит MoS_2 (син. молибденовый блеск), с. гексагональная	Кр. таблитч. Зёр. таблитчатые, пластинчатые	Спл. зернистые и вкрапленные	Свинцово-серый с голубоватым оттенком	Чёрная	Металлический	Совер. по пинакoidу в одном направлении	1 (царпаётся ногтем)	Пл. 4,7-5,0 г/см ³ , пишет по бумаге, оставляя зеленовато-серую черту	1. Магматическое в связи с кислыми породами. 2. Гидротермальное высоко-, среднетемпературное	Единственная руда на молибден
7. Пирит FeS_2 (син. серный колчедан), с. кубическая	Кр. в виде кубов со взаимно перпендикулярной штриховкой на гранях, реже пентагонододекаэдры. Зёр. изометричные	Спл. зернистые и вкрапленные, друзы, реже конкреции	Соломенно-жёлтый	Чёрная	Металлический	Весьма несов.	6.5	Пл. 4,9-5,2 г/см ³ , иногда желтовато-бурая побегалость, изл. раковистый	1. Магматическое в породах разного состава. 2. Гидротермальное высоко-, средне-, низкотемпературное. 3. Метаморфическое. 4. Осадочное в условиях сероводородного заражения. 5. Вулканические возгоны	Важнейшее сырьё для серной кислоты. Из пирита извлекаются примеси: Cu, Zn, Au, Se, Co

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
8. Халькопирит CuFeS₂ (син. медный колчедан), с. тетрагональная	Кр. редки. Зёр. неправильной формы	Спл. зернистые и вкрапленные	Латунно-жёлтый	Чёрная с зеленоватым оттенком	Металлический	Несов.	3-4	Пл. 4,1-4,3 г/см ³ , пёстрая жёлтая, синяя, розовая побелость , изл. неровный	1. Магматическое в связи с основными и ультраосновными породами. 2. Контактново-метасоматическое в скарнах. 3. Гидротермальное высоко-, среднетемпературное. 4. Экзогенное	Важнейшая руда на медь
9. Пирротин FeS (син. магнитный колчедан), с. гексагональная	Кр. редки, пластинчатые. Зёр. неправильной формы	Спл. зернистые и вкрапленные	Бронзово-жёлтый	Чёрная	Металлический	Несов.	4	Пл. 4,6-4,7 г/см ³ , слабомагнитен , редко бурая побелость, изл. неровный	1. Магматическое в связи с основными и ультраосновными породами. 2. Гидротермальное среднетемпературное. 3. Контактново-метасоматическое в скарнах 4. Осадочное. 5. Метаморфическое. 6. Космогенное (метеориты)	Производство серной кислоты
10. Сфалерит ZnS (син. цинковая обманка), с. кубическая	Кр. тетраэдри. Зёр. изометричные	Спл. зернистые и вкрапленные, редко скрытозернистые	Бурый, тёмно-бурый до чёрного, жёлтый, зеленовато-жёлтый	Бурая до бесцветной у светлых разновидностей	Алмазный	Совер. по ромбододекаэдру в шести направлениях	3-4	Пл. 3,9-4,0 г/см ³ , изл. ступенчатый, парагенезис с галенитом , полупрозрачен	1. Гидротермальное среднетемпературное. 2. Осадочное в условиях сероводородного заражения	Основная руда на цинк. Из сфалерита извлекают примеси: кадмий, галлий, индий

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
11. Кино-варь HgS , с. тригональная	Кр. толстотаблитчатые. Зёр. неправильной формы	Спл. зернистые и вкрапленные, землистые, налёты	Малиново-красный	Красная	Алмазный	Совер.	2-2,5	Пл. 8,1 г/см ³ , свинцово-серая побелость	Гидротермальное низкотемпературное	Единственная руда на ртуть, природная красная краска
Класс оксиды и гидроксиды										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
12. Гематит Fe₂O₃ (син. красный железняк), с. тригональная	Кр. таблитчатые. Зёр. пластинчатые листоватые	Спл. зернистые и вкрапленные, скрытозернистые, натёчные, оолиты, землистые	Железно-чёрный до стально-серого, в землистых массах - красный	Вишнёво-красная до красновато-бурой	Полуметаллический в землистых массах - матовый	Несов.	5,5 в землистых массах - 1	Пл. 5,0-5,2 г/см ³ , хрупкий, изл. полураковистый	Образуется в окислительных условиях (избыток кислорода) при различных геологических процессах: 1. Магматическое в связи с различными породами. 2. Гидротермальное средне-, низкотемпературное. 3. Вулканические возгоны. 4. Экзогенное – в коре выветривания в условиях влажного, жаркого климата (бокситы). 5. Регионально- метаморфическое	Важнейшая руда на железо

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
13. Магнетит FeFe₂O₄ (син. магнитный железняк), с. кубическая	Кр. октаэдрические. Зёр. изометричные	Спл. зернистые и вкрапленные	Железно-чёрный	Чёрная	Полуметаллический	Несов.	5,5-6	Пл. 4,9-5,2 г/см ³ , сильно магнитен , изл. неровный	1. Магматическое преимущественно в связи с основными породами. 2. Контактново-метасоматическое в скарнах. 3. Гидротермальное. 4. Регионально-метаморфическое. 5. Накапливается в россыпях	Важнейшая руда на железо
14. Хромит FeCr₂O₄ (син. хромистый железняк), с. кубическая	Кр. октаэдрические. Зёр. изометричные	Спл. зернистые и вкрапленные	Железно-чёрный	Светлая серокоричневая, бурая	Полуметаллический	Несов.	5,5-7,5	Пл. 4,0-4,8 г/см ³ , иногда слабо магнитен, парагенезис с серпентином	1. Исключительно магматическое в связи с ультраосновными породами. 2. Накапливается в россыпях	Единственная руда на хром
15. Лимонит HFeO₂ nH₂O (син. бурый железняк), с. ромбическая	Кр. редки. Зёр. обычно неразмучены глазами	Скрытозернистые, натёчные, оолиты, землистые, жеоды	Железно-чёрный, бурый, в землистых массах – жёлто-бурый	Жёлто-бурая, охристая, жёлтая	Матовый до полуметаллического	Отсутствует	4,5-5 в землистых массах - 1	Пл. 2,7-4,2 г/см ³ , изл. неровный, землистый	Исключительно экзогенное в поверхностных условиях. 1. В коре выветривания и зоне окисления в результате выветривания железосодержащ. минералов: оксидов, сульфидов, карбонатов, силикатов. 2. Осадочное химическое - в прибрежной зоне морей	Важная железная руда, землистая разновидность охра – желтая минеральная краска

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
16. Псило-мелан $m\text{MnO}$ $n\text{MnO}_2$ H_2O , с. ромбическая	Зёр. неразличимы глазом	Скрытозернистые, натёчные, оолиты, землистые, дендриты	Железно-чёрный, иногда буровато-чёрный	Чёрная, буроваточёрная	Полуметаллический в земляных массах - матовый	Отсутствует	5-6 в земляных массах - 1	Пл. 4,7-4,8 г/см ³ , хрупкий, изл. неровный, землистые массы пачкают руки	1. Зона окисления месторождений марганцевых руд и пород, богатых марганцем. 2. Осадочное химическое и биохимическое на дне морей, озёр, болот. 3. Гидротермально-осадочное – на дне современных океанов, в виде железо-марганцевых конкреций. 4. Редко гидротермальное низкотемпературное и метасоматическое	Руда на марганец
17. Кварц SiO_2 с. тригональная	Кр. удлиненно-призматические, похожи на карандаши. Зёр. неправильной формы	Спл. зернистые и вкрапленные, друзы	Разнообразный, обычно молочно-белый, серый, бесцветный водянопрозрачный	Белая	Жирный, на гранях кристаллов стеклянный	Несов.	7	Пл. 2,5-2,8 г/см ³ , полупрозрачен или прозрачен, изл. раковистый, горизонтальная штриховка на гранях кристаллов	1. Магматическое – в кислых магматических породах. 2. Пегматитовое – в гранитных пегматитах. 3. Гидротермальное. 4. Метаморфическое. 5. В экзогенных условиях стоек к физическому и химическому разрушению (выветриванию) и накапливается в виде частиц песчаной и пылевой размерности в обломочных осадочных породах	Оптика, радиотехника, ювелирное дело, стекольная промышленность

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
18. Халцедон SiO₂ с. тригональная, является скрытокристаллической разновидностью кварца	Зёр. волокнистые не различимы глазом	Скрытозернистые, натёчные концентрически-слоистые, желваки	Разнообразный, чаще серый, жёлто-серый, красноватый	Белая	Восковый , редко матовый	Несов.	6,5	Пл. 2,5-2,8 г/см ³ , часто просвечивает, изл. раковистый.	1. Гидротермальное низкотемпературное, обычно сопровождающее вулканическую деятельность - халцедон выделяется в пустотах и трещинах лав. 2. Экзогенное – при дегидратации гелей кремнезёма	Поделочный камень, в ювелирном деле, в приборостроении
19. Опал SiO₂·nH₂O аморфен, это твёрдый гидрогель кремнезёма	Кр. не образует	Стеклоподобные массы натёчные, желваки, реже землистые, псевдоморфозы	Различные оттенки жёлтого, бурого, красного, серого	Белая	Восковый до матового, иногда стеклянистый	-----	5-5,5	Пл. 1,9-2,5 г/см ³ , просвечивает по краям, изл. раковистый, от халцедона отличается меньшей твердостью	1. Кора выветривания: при разложении силикатов. 2. Осадочное: в прибрежных зонах морских бассейнов. 3. Биогенное: в результате жизнедеятельности организмов, имеющих кремниевый скелет, панцирь (диатомит, трепел). 4. Гидротермальное низкотемпературное (редко). 5. Из гейзеров и горячих источников в вулканических областях (кремнистый туф, гейзерит)	Поделочный камень, строительное дело, абразивная промышленность и др.

Классы хлоридов и фторидов

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
20. Галит NaCl (син. ка- менная соль), с. ку- бическая	Кр. в виде кубов. Зёр. изомет- ричные	Спл. зернис- тые, ре- же дру- зы, выц- веты, рыхлые массы	Бес- цвет- ный водяно- проз- рач- ный, белый серый, редко желто- ватый	Белая	Стек- лян- ный, на вывет- релой поверх- ности жирный	Совер. по кубу в трёх направ- лениях	2,5	Пл. 2,1-2,2 г/см ³ , легко растворяет- ся в воде, имеет солё- ный вкус	1. В основном экзоген- ное - химические осадки усыхающих озёр и лагун в условиях сухого и жар- кого климата. 2. Экзогенные выцветы солей в пустынях. 3. Вулканические воз- гоны	Пищевая и хи- мическая про- мышленность, сырьё для полу- чения металли- ческого натрия
21. Силь- вин KCl , с. кубичес- кая	Кр. в виде кубов. Зёр. изомет- ричные	Спл. зернис- тые, ре- же выц- веты	Бес- цвет- ный водяно- прозра- чный, белый, ярко- крас- ный	Белая	Стек- лян- ный, на вывет- релой поверх- ности жирный	Совер. по кубу в трёх направ- лениях	2	Пл. 1,9-2,0 г/см ³ , легко растворяет- ся в воде, имеет горь- ко-солёный жгучий вкус	1. В основном экзоген- ное - химические осадки усыхающих озёр и лагун в условиях сухого и жар- кого климата. 2. Экзогенные выцветы солей в пустынях. 3. Вулканические возго- ны	Удобрения, хи- мическая про- мышленность

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
22. Флюорит CaF_2 (син. плавиковый шпат), с. кубическая	Кр. кубы, реже октаэдры. Зёр. изометричные	Спл. зернистые и вкрапленные, реже натёчные, друзы	Зелёный, фиолетовый реже бесцветный водяно-прозрачный, голубой	Белая	Стеклянный, в изломе жирный	Совер. по октаэдру в четырёх направлениях	4	Пл. 3,1-3,2 г/см ³ , трещины спайности пересекаются, образуя равносторонние треугольники, пятнистая окраска, полупрозрачен	1. В основном гидротермальное низкотемпературное. 2. Пневматолитовое в грейзенах. 3. Экзогенное при осадконакоплении	В металлургии в качестве флюса, получение фтористых соединений, оптический флюорит – оптическое сырьё

Класс фосфаты

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
23. Апатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, с. гексагональная	Кр. удлиненно призматические. Зёр. изометричные	Спл. зернистые – «сахаровидные», в экзогенных условиях землистые, конкреции	Зелёный, голубой, белый, жёлтый, в экзогенных условиях темно-серый, чёрный	Белая	Стеклянный, в изломе жирный	Несов.	5	Пл. 3,2 г/см ³ , хрупкий, изл. неровный, раковистый	1. Магматическое в связи со щелочными породами. 2. Контактво-метасоматическое в скарнах. 3. Гидротермальное высокотемпературное. 4. Регионально - и контактово-метаморфическое. 5. Осадочное химическое и биохимическое – апатит входит в состав фосфоритов	Сырьё для производства удобрений, получения фосфора и фосфорной кислоты

Класс сульфаты

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
24. Гипс Ca[SO₄] 2H₂O (син. лёгкий шпат), с. моноклинная	Кр. таблитчатые. Зёр. таблитчатые, пластинчатые, реже волокнистые	Спл. зернистые, скрытозернистые, параллельно-волокнистые, землистые	Белый, серый, бесцветный водяно-прозрачный, кремовый, розовый	Белая	Стекло-лянный , у параллельно-волокнистых разностей шелковистый	Весьма совер. в одном направлении, в двух других средняя	2 (парапается ногтем)	Пл. 2,3 г/см ³ , изл. ступенчатый, спайные выколки имеют форму ромбов, от непрозрачного до прозрачного	1. В основном, осадочное химическое в морских бассейнах. 2. При гидратации ангидрита в приповерхностных условиях. 3. В зоне окисления сульфидных месторождений. 4. Гидротермальное низкотемпературное. 5. Вулканические возгоны	Строительная промышленность, медицина, удобрения для почв, химическая промышленность
25. Барит Ba[SO₄] (син. тяжёлый шпат), с. ромбическая	Кр. таблитчатые, реже столбчатые. Зёр. таблитчатые до изометричных	Спл. зернистые и вкрапленные, реже скрытозернистые, натёчные, конкреции	Белый, серый , бесцветный водяно-прозрачный, желтоватый, голубоватый	Белая	Стекло-лянный	Совер. в одном направлении, в другом средняя	3-3,5	Пл. 4,5-4,7 г/см ³ (тяжёлый)	1. В основном гидротермальное средне-низкотемпературное. 2. Осадочное химическое. 3. В коре выветривания рудных месторождений в условиях сухого климата	Химическая промышленность, удобрения, резиновое и бумажное производство, добавка в буровой раствор при бурении нефтяных скважин, источник бария

Класс карбонаты

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
26. Кальцит Ca[CO₃] (син. известковый шпат), с. тригональная	Кр. ромбоэдры, скаленоедры, таблитчатые. Зёр. таблитчатые до изометричных	Спл. зернистые и вкрапл., скытозернистые, натёчные (сталактиты и сталагмиты), землистые, оолиты, друзы	Белый, серый, бесцветный водянопрозрачный, жёлтый, голубой, розовый, кремовый	Белая	Стеклянный , у землистых агрегатов матовый	Совер. по ромбоэдру в трёх направлениях	3	Пл. 2,6-2,8 г/см ³ , бурная реакция с HCl в куске , изл. ступенчатый	1. Магматическое. 2. Гидротермальное средне-, низкотемпературное. 3. Кора выветривания: при разложении минералов, содержащих Са и при переотложении в порах, пустотах, пещерах (сталактиты). 4. Осадочное химическое в морских и озёрных условиях. Слагает известняк, входит в состав песчаников, мергелей и др. 5. Осадочное биохимическое, слагает ракушечник, мел. 6. Метаморфическое: при перекристаллизации известняков образуется мрамор	Металлургия в качестве флюса; сельское хозяйство; строительство – известь, цемент, декоративный камень, мел; исландский шпат (разновидность, обладающая двулучепреломлением) - оптика

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
27. Доломит $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ с. тригональная	Кр. ромбоэдры. Зёр. таблитчатые до изометричных	Спл. зернистые и вкрапл., натёчные, землистые, шаровидные	Белый, серый, иногда желтоватый, зеленоватый, буроватый	Белая	Стеклянный	Совер. по ромбоэдру в трёх направлениях	3,5-4	Пл. 1,8-2,9 г/см ³ , бурная реакция с HCl в порошке, изл. ступенчатый.	1. Осадочное химическое – в морских соленых бассейнах образуются первично осадочные доломитовые породы. 2. Вторичные доломитовые породы образуются в экзогенных условиях путём замещения известкового осадка или породы магнезиальными солями. 3. Гидротермальное – как жильный минерал; в серпентинитах, талькитах и др. изменённых ультраосновных магматических породах. 4. Метаморфическое	Строительный материал, в металлургии (флюс), извлечение магнезии, огнеупорные кирпичи

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
28. Магнезит Mg[CO₃] (син. магнезиальный шпат), с. тригональная	Кр. ромбоэдрические. Зёр. таблитчатые	Спл. зернистые, скрытозернистые фарфоровидные, натёчные – «цветная капуста»	Пятнистый серобелый , иногда желтоватый, фарфоровидные массы – снежно-белые	Белая	Стеклянный , в фарфоровидных массах матовый	Совер. по ромбоэдру в трёх направлениях	4-4,5	Пл. 2,9-3,1 г/см ³ , бурная реакция с HCl в порошке при нагревании , изл. ступенчатый, у фарфоровидных масс раковистый	1. Гидротермальное: образуется путём замещения известняков или доломитов, а так же при замещении ультраосновных магматических пород. 2. В коре выветривания – при химическом выветривании ультраосновных пород (фарфоровидный магнезит). 3. Метаморфическое – в хлоритовых и тальковых сланцах. 4. Осадочное – в озёрах и лагунах аридного климата. Образует пласты, переслаивающиеся с пластами доломита, гипса, ангидрита	Огнеупорные кирпичи, строительный материал, в резиновой, бумажной, химической, керамической промышленности, возможный источник магния

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
29. Сидерит Fe[CO₃] (син. железный шпат) с. тригональная	Кр. ромбоэдрические. Зёр. таблитчатые до изометричных	Спл. зернистые, скрытозернистые, конкреции , натёчные, землистые	Желтовато-серый, буравато-жёлтый , выветрелые разности бурые	Белая	Стеклянный , у землистых агрег. матовый	Совер. по ромбоэдру в трёх направлениях	3,5-4,5	Пл. 3,9-4,0 г/см ³ , бурная реакция с HCl в порошке при нагревании, капля кислоты окрашивается в жёлто-зелёный цвет , изл. ступенчатый	1. Гидротермальное средне-, низкотемпературное. 2. Метасоматическое – при замещении известняков, доломитов образует крупные залежи. 3. Осадочное химическое – в мелководных бассейнах в восстановительной среде (недостаток кислорода). 4. Метаморфическое – при метаморфизме месторождений железа	Руда на железо

Класс силикаты и алюмосиликаты
Подкласс островные силикаты

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
30. Оливин (Mg,Fe)₂ [SiO₄] (син. перидот), с. ромбическая	Кр. редки. Зёр. изометричные	Спл. зернистые и вкрапленные	Зеленоваточёрный , реже тёмнозелёный, светложёлтозелёный	Белая	Стеклянный, до воскового при замещении серпентином	Несов.	6,5-7 до 4 при замещении	Пл. 3,2-3,6 г/см ³ , встречается в тёмноокрашенных породах, парагенезис с авгитом	1. Магматическое. В связи с ультраосновными породами (дуниты, перидотиты, кимберлиты) или основными породами (габбро, базальты). 2. Пегматитовое в связи с гранитами редок фаялит. 3. Контактново-метасоматическое (магнезиальные скарны) и контактново-метаморфическое (мраморы), характерно для форстерита	Маложелезистые разновидности используются для изготовления огнеупорных кирпичей. Хризолит – драгоценный камень
31. Эпидот Ca₂(Al₂Fe) [SiO₄] [Si₂O₇] O(OH) с. моноклинная	Кр. удлиненные. Зёр. от короткостолбчатых до игольчатых	Спл. зернистые и вкрапленные, скрытозернистые, радиальнолучистые	Травянозелёный, фисташковозелёный (тёплые тона)	Белая	Стеклянный	Совер. в одном направлении	6,5-7	Пл. 3,3-3,6 г/см ³ , штриховка на гранях кристаллов и зёрен параллельно удлинению	1. Контактново-метасоматическое в известковых скарнах с кальциевым гранатом, диопсидом, хлоритом, кварцем, кальцитом, сульфидами. 2. Регионально-метаморфическое в составе зелёных сланцев и эпидотовых амфиболитов	Не имеет

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
32. Гранат $R_3N_2[SiO_4]_3$ R – Ca, Mg, Mn, Fe N – Al, Fe, Cr, с. кубическая	Кр. ромбо-додекаэдр, тетрагон-триоктаэдр. Зёр. изометричные	Спл. зернистые и вкрапленные, друзы	Красно-бурый, буровато-чёрный, жёлто-зелёный, фиолетово-красный	Белая	Стеклянный, в изломе жирный	Несов.	6,5-7,5	Пл. 3,4-4,3 г/см ³ , часто парагенезис с эпидотом, кальцитом, диопсидом, слюдами	1. Регионально-метаморфическое в кристаллических сланцах и гнейсах. 2. Контактново-метасоматическое в скарнах	Абразивное сырьё, прозрачные гранаты в ювелирном деле
33. Дистен $Al[SiO_4]O$ (греч.- “ди” – двоко, “стенос” – сопротивляющийся, син.: кианит). с. триклинная	Кр. и зёр. удлинённые дощковидные, столбчатые	Обычны вкрапленные зёрна до сплошных зернистых, иногда радиально-лучистых.	От голубого до синего с белыми пятнами (зонная окраска) реже желтоватый, зелёный, бесцветный, белый	Белая	Стеклянный, на плоскостях спайности иногда перламутровый.	Сов. в одном направлении	По удл. кр. и зёрен 4.5 поперёк 6	Пл. 3,6 г/см ³ , анизотропия твёрдости, типичный минерал метаморфических пород	1. Метаморфическое , при динамо-термальном метаморфизме высоких давлений. В кристаллических сланцах, гнейсах в ассоциации с биотитом, мусковитом, полевыми шпатами, кварцем, гранатом (альмандином), корундом. 2. Как стойкий к разрушениям минерал накапливается в россыпях.	Производство огнеупорных и кислотоупорных изделий, изоляторов, тиглей для литья стали.

Подкласс кольцевые силикаты

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
34. Турмалин NaFe_3Al_6 $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ $[\text{BO}_3]_3$ $(\text{OH})_4$, с. тригональная	Кр. удлинённые. Зёр. удлинённые: от столбчатых до игольчатых	Спл. шестовато-, игольчатозернистые и вкрапленные, радиальнолучистые	Чёрный , реже розовый , бурый, синий, белый	Белая	Стекло-лянный	Несов.	7,5-8	Пл. 2,9-3,2 г/см ³ , штриховка на гранях кристаллов и зёрен параллельно удлинению, сферический треугольник в поперечном сечении , изл. неровный	1. Преимущественно пегматитовое. 2. Пневматолитовое в грейзенах. 3. Гидротермальное высокотемпературное. 4. Регионально – и контактово-метаморфическое	Радиотехника (используются пирозлектрические и пьезоэлектрические свойства), драгоценные разновидности в ювелирном деле, возможное сырьё на бор.

Подкласс цепочечные силикаты – пироксены

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
35. Авгит (Ca,Na) $(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})$ $[(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6]$, с. моноклиническая	Кр. короткостолбчатые. Зёр. короткостолбчатые до изометричных	Спл. зернистые и вкрапленные	Чёрный , иногда с зеленоватым оттенком	Белая	Стекло-лянный	Средняя в двух направлениях под углом 87°	5-6,5	Пл. 2,9-3,2 г/см ³ , встречается в тёмноокрашенных породах, парагенезис с основным плагиоклазом, оливином	1. Магматическое – породообразующий минерал основных магматических пород. 2. Образуется при контактовом и региональном метаморфизме. 3. Обнаружен в образцах лунных пород	Не имеет

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
36. Эгирин $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, с. моноклинная	Кр. длинно-призматические. Зёр. доско-видные, до игольчатых	Спл. зернистые и вкрапленные	Чёрный , иногда с зеленоватым оттенком	Белая	Стеклянный	Средняя в двух направлениях под углом 87°	5,5-6,5	Пл. 3,5-3,6 г/см ³ , встречается в щелочных магматических породах, парагенезис с нефелином	1. В основном магматическое – породообразующий минерал в щелочных магматических породах. 2. Пневматолитовое в альбититах	Не имеет
37. Диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ с. моноклинная	Кр. короткостолбчатые. Зёр. короткостолбчатые до изометричных	Спл. зернистые и вкрапленные	Светлый серозелёный	Белая	Стеклянный	Средняя в двух направлениях под углом 87°	5,5-6	Пл. 3,3-3,4 г/см ³ , часто парагенезис с гранатом, эпидотом	1. Магматическое. 2. Контактново-метасоматическое в скарнах. 3. Метаморфическое в роговиках	Не имеет

Подкласс ленточные силикаты – амфиболы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
38. Роговая обманка $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe}^{2+})_4(\text{Al,Fe}^{3+})[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ с. моноклинная	Кр. длинно-призматические. Зёр. от коротко-толбчатых до игольчатых	Спл. зернистые и вкрапленные	Чёрный , иногда с зеленоватым оттенком, тёмно-зелёный	Белая	Стекло-лянный	Совер. в двух направлениях под углом 124°	5,5-6	Пл. 3,0-3,5 г/см ³ , встречается в светло-крашенных магматических породах, парагенезис с кислыми или средними плагиоклазами	1. Магматическое – в интрузивных и эффузивных породах среднего, кислого, щелочного состава. 2. Метаморфическое – в сланцах, гнейсах и амфиболитах, так же в контактовых роговиках	Не имеет
39. Актинолит $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ с. моноклинная	Кр. длинно-призматические. Зёр. игольчатые, шестоватые	Спл. зернистые и вкрапленные, скрыто-зернистые, лучистые	Светлый серозелёный, зелёный (холодные тона)	Белая	Стекло-лянный	Совер. в двух направлениях под углом 124°	5,5-6	Пл. 3,1-3,3 г/см ³ , хрупкий	1. В основном метаморфическое – в кристаллических сланцах, зелёных сланцах. 2. Контактново-метасоматическое – в скарнах, на контакте известняков и магматических пород	Нефрит (скрыто-зернистая разновидность) – поделочный камень

Подкласс слоевые силикаты
Группа слюд

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
40. Биотит $K(Mg,Fe)_3$ $[AlSi_3O_{10}]$ $(OH,F)_2$ с. моноклинная	Кр. таблитчатые. Зёр. листоватые , пластинчатые, таблитчатые	Спл. зернистые и вкрапленные, редко друзы	Чёрный , темно-бурый	Белая	Стеклянный, иногда с перламутровым отливом	Весьма совершен. в одном направлении, спайные листочки гибкие и упругие	2-3	Пл. 3,0-3,1 г/см ³ , иногда просвечивает, встречается в светлоокрашенных магматических породах, парагенезис с кислым плагиоклазом, кварцем, КПШ	1. Магматическое в связи с кислыми, средними и щелочными породами. 2. Пегматитовое. 3. Метаморфическое: в различных сланцах и гнейсах. 4. Гидротермальное и метасоматическое, высокотемпературное	Не имеет
41. Мусковит KAl_2 $[AlSi_3O_{10}]$ $(OH,F)_2$ с. моноклинная	Кр. таблитчатые. Зёр. листоватые , пластинчатые, таблитчатые	Спл. зернистые и вкрапленные, скрытозернистые	Серебристый , серый, светло-коричневый иногда с розоватым или зеленоватым оттенком	Белая	Перламутровый	Весьма совершен. в одном направлении, спайные листочки гибкие и упругие	2-3	Пл. 2,7 г/см ³ , спайные листочки бесцветные водянoproзрачные	1. Магматическое в связи с кислыми породами. 2. Пегматитовое (основное промышленное значение). 3. Метаморфическое: в кристаллических сланцах. 4. Пневматолитовое в грейзенах. 5. Гидротермальное и метасоматическое	90 % мусковита в электропромышленности, радиотехнике и приборостроении, где используются его диэлектрические свойства

Группа талька-пирофиллита

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
42. Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ (син.: жироник, мыльный камень) с. моноклинная	Кр. таблитчатые редки. Зёр. листоватые, чешуйчатые	Спл. зернистые, скрытозернистые плотные (жироник)	Зелёный, светлозелёный, светлосерый, белый , иногда голубоватый	Белая	Перламутровый в плотных скрытозернистых агрегатах восковый	Весьма совершен. в одном направлении, спайные листочки гибкие, но не упругие	1 (царапается ногтем)	Пл. 2,7-2,8 г/см ³ , жирен на ощупь , в тонких листочках прозрачен	Метаморфическое – при метасоматическом изменении богатых магнием магматических пород, доломитов, а также при динамометаморфическом преобразовании глинистых пород в составе кристаллических сланцев	Огнеупорный и кислотоупорный материал, в бумажной и резиновой промышленности как наполнитель, медицина

Группа хлоритов

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
43. Хлориты $(Mg,Fe)_{6-n}(Al,Fe^{3+})_n[Al_nSi_{n-4}O_{10}](OH)_8$ с. моноклинная	Кр. таблитчатые редки. Зёр. листоватые, чешуйчатые	Спл. зернистые и вкрапленные, скрытозернистые, железистые хлориты – оолиты, землистые массы	От светлого до тёмнозелёного	Белая, зеленоватая	Стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности, у скрытозернистых масс матовый	Весьма совершен. в одном направлении, спайные листочки гибкие, но не упругие	2-3	Пл. 2,6-3,4 г/см ³ , в тонких листочках прозрачен	1. Метаморфическое – начальные ступени метаморфизма, в составе зелёных сланцев. 2. Гидротермальное и метасоматическое, низкотемпературное. Образуется как вторичный минерал за счет магнетизально-железистых силикатов. 3. Осадочное химическое при недостатке кислорода в прибрежной зоне морей	Железистые разновидности (шамозит и тюрюнгит) – руда на железо

Группа серпентина

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
44. Серпентин $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ (син. змеёвик) с. моноклинная	Кр. редки. Зёр. чешуйчатые (неразличимы глазом)	Плотные скрытозернистые	От жёлто-зелёного до тёмно-зелёного, окраска часто пятнистая	Белая	Восковый, жирный	Совершен., но форма агрегатов не позволяет её наблюдать	2.5-3.5	Пл. 2,5-2,7 г/см ³	Метаморфическое – при метасоматическом замещении богатых магнием пород - ультраосновных магматических пород, доломита	Огнеупорный поделочный и облицовочный камень
45. Хризотил-асбест $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ с. моноклинная	Кр. не образует. Зёр. волокнистые	Прожилки в серпентине, имеющие поперечно-волокнистое строение	Светло-зелёный с золотистым отливом	Белая	Шелковистый	Совершен., но форма агрегатов не позволяет её наблюдать	2-3	Пл. 2,3 г/см ³ , парагенезис с серпентином	Метаморфическое – при метасоматическом замещении богатых магнием пород – ультраосновных магматических пород, доломита	Изготовление огнестойких тканей, теплоизоляционный материал

Группа глинистых минералов

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
46. Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ (син. земля фарфоровая), с. моноклинная	Кр. редки. Зёр. чешуйчатые (неразличимы глазом)	Землистые , редко натёчные	Белый, голубоватый, желтоватый, розоватый, зеленоватый	Белая	Матовый	Весьма совершен., но форма агрегатов не позволяет её наблюдать	1 (царапается ногтем)	Пл. 2,6 г/см ³ , гигроскопичен (прилипает к языку), в сухом виде растирается между пальцами, во влажном состоянии пластичен, с характерным запахом глины	Экзогенное в коре выветривания при химическом разрушении минералов различных пород. Каолинит входит в состав глинистых пород	Строительство, керамика, бумажная промышленность, производство линолеума, красок, буровых растворов и др.
47. Монтмориллонит $Al_2Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ с. моноклинная	Кр. редки. Зёр. чешуйчатые (неразличимы глазом)	Землистые	Белый, сероватый, голубоватый, розоватый, зеленоватый	Белая	Матовый	Весьма совершен., но форма агрегатов не позволяет её наблюдать	1 (царапается ногтем)	Пл. 1,7-2,7 г/см ³ , жирный на ощупь, гигроскопичен (прилипает к языку), в сухом виде растирается между пальцами, при увлажнении увеличивается в объеме,	Экзогенное – при химическом выветривании эффузивных пород. Входит в состав бентонитовых глин и других глинистых пород	Обладает высокой способностью поглощать жидкость и другие вещества. Используется для очистки нефти, воды, пищевых продуктов, как наполнитель в мыловарении и парфюмерии.

									становясь пластич- ным, с ха- рактерным запахом глины		
--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Подкласс каркасные силикаты

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
48. Нефе- лин $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$, с. гексаго- нальная	Кр. столб- чатые. Зёр. корот- ко- столб- чатые, с квад- ратным или шести- уголь- ным сечени- ем, зёр. непр. формы	Вкрап- ленные зёрна и кри- сталлы, реже сплош- ные зерни- стые агр.	Серо- вато- белый, дым- чато- серый, часто с зелено- ватым или ро- зова- тым оттен- ком	Белая	Жир- ный	Несов.	5,5-6	Пл. 2,6 г/см ³ , изл. неровный, встречается в щелоч- ных магма- тических породах в пара- генезисе с эгирином, щелочным или основ- ным пла- гиоклазом	1. В основном магмати- ческое – породообразую- щий минерал в щелоч- ных породах. 2. Пегматитовое – в ще- лочных пегматитах. 3. Метаморфическое – в результате процесса не- фелинизации пород раз- личного состава	Комплексная руда для получе- ния алюминия и соды; в керами- ческой и сте- кольной про- мышленности

Группа полевых шпатов

Это наиболее широко распространённая в земной коре группа минералов. Полевые шпаты являются основными породообразующими минералами магматических и метаморфических пород, играют заметную роль в составе осадочных пород. Они обладают сходными физическими свойствами: преимущественно светлая окраска, плотность 2,5–2,7 г/см³, твёрдость 6, спайность по двум направлениям под углом 90°. Полевые шпаты по химическому составу подразделяются на две подгруппы: **калиевые полевые шпаты (КПШ)** и **натрий-кальциевые полевые шпаты (плаггиоклазы)**.

Подгруппа калиевых полевых шпатов

По особенностям кристаллической структуры среди них выделены: **санидин, ортоклаз и микроклин**, практически не различимые макроскопически.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
49. Калиевые полевые шпаты (КПШ) $K[AlSi_3O_8]$ с. моноклинная и триклинная	Кр. таблитчатые, таблитчатопризматические. Зёр. таблитчатые до изометричных	Спл. зернистые и вкрапленные	Розовый, мясокрасный, кремово-жёлтый, голубоватозелёный (амазонит), реже светлосерый, белый, бесцветный	Белая	Стеклянный	В двух направлениях под углом 90°. По одному направлению совершенная , по другому – менее совершенная (до средней)	6	Пл. 2,5–2,6 г/см ³ , непрозрачен, иногда прозрачен (санидин), закономерно ориентированные вrostки белого плаггиоклаза или серого кварца в зёрнах КПШ, которые могут быть макроскопически заметны	1. Магматическое – являются породообразующими минералами кислых и щелочных пород. 2. Пегматитовое преобладает микроклин, ортоклаз редок. 3. Метасоматическое – калиевые полевые шпаты, чаще микроклин образуется при калиевом метасоматозе. 4. Гидротермальное. 5. Метаморфическое	Микроклин и ортоклаз из пегматитов используется в керамической и стекольной промышленности. Амазонит – поделочный камень

			(санидин)					только у микроклина, встречается в светлоокрашенных магматических породах в парагенезисе с кварцем, биотитом или роговой обманкой, кислым или щелочным плагиоклазом		
--	--	--	-----------	--	--	--	--	--	--	--

Подгруппа натрий-кальциевых полевых шпатов (плаггиоклазов)

Представляют собой изоморфный ряд $(100-n)\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - n\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, по процентному содержанию кальциевой составляющей (номер плаггиоклаза) выделяются:

щелочные плаггиоклазы (№ 0–10) – альбит;

кислые плаггиоклазы (№ 0–30) – олигоклаз;

средние плаггиоклазы (№ 30–50) – андезин;

основные плаггиоклазы (№ 50–100) – лабрадор, битовнит, анортит.

Макроскопически не всегда удаётся различить плаггиоклазы разных номеров, подсказкой часто служит парагенезис.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
50. Плаггиоклазы (100–n) $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – n $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ с. триклинная	Кр. таблитчато-призматические. Зёр. таблитчатые до изометричных, характерны полисинтетические двойники	Спл. зернистые и вкрапленные	Белый, серый до тёмно-серого (основной плаггиоклаз), иногда с зеленоватым оттенком, редко бесцветный, средние плаг. в эффузивах часто зонально	Белая	Стеклый	В двух направлениях под углом 90°. По одному направлению совершенная (до средней)	6	Пл. 2,6–2,7 г/см ³ , непрозрачен до прозрачного, на плоскостях спайности иногда наблюдается голубоватая или желто-синяя иризация (свечение) , в магматических породах основные плаггиокл. встречаются в тёмноокрашенных породах в	1. Магматическое – для основных пород характерны основные плаггиоклазы, для средних – кислые плаггиоклазы. 2. Пегматитовое – чаще олигоклаз и альбит. 3. Метасоматическое – чаще образуется альбит. 4. Метаморфическое – в сланцах и гнейсах, обычно андезин, олигоклаз, иногда альбит. 5. Гидротермальное – в рудных жилах часто образуется альбит	Как облицовочный декоративный камень – лабрадор; в ювелирном деле – солнечный камень (разновидность с искристо-золотистым отливом)

			<p>окрашены (цвет меняется от центра зерна к периферии)</p>				<p>парагене- зисе с авги- том или эгирином, средние, кислые и щелочные в – светлоо- крашен- ных, при- чём средние – с роговой обманкой, кислые – с биотитом, кварцем, КПШ, а щелочные – с нефели- ном</p>		
--	--	--	--	--	--	--	---	--	--

Приложение 1

Министерство образования и науки
Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Кузбасский государственный технический университет
имени Т. Ф. Горбачева»

Кафедра геологии

ОТЧЕТ

**по лабораторной работе № 2
раздел «Минералогия»**

«Важнейшие породообразующие и рудные минералы»

Составил студент гр. ГП-131
Иванов С.А.

Проверил доцент: Петров А.В.

Кемерово 2013

Форма и пример описания минералов отчета

Но- мер об- раз- ца	Но- мер ми- не- рала в об- разце	Кри- стал- лы, зёрна	Агре- гат	Цвет	Чер- та	Блеск	Спай- ность	Твер- дость	Прочие свойст- ва, про- зрач- ность, излом	Название минерала, формула	Происхожде- ние	Применение
M3– 22(1)	1	Таб- литча- тые зёрна	Зерни- стый вкрап- ленный	Свет- ло- серый	Белая	Стек- лянный	Совер- шенная	3-3,5	Высокая плот- ность	Барит Ba[SO ₄]	1. Гидротер- мальное средне- низко-темпера- турное 2. Осадочное химическое. 3. В коре вывет- ривания рудных месторождений в условиях су- хого климата	Химическая промышлен- ность, удобре- ния, резиновое и бумажное производство, добавка в буро- вой раствор при бурении нефтя- ных скважин, источник бария

Контрольные вопросы

1. Что такое минералы?
2. Какие процессы приводят к образованию минералов?
3. Свойства минералов как кристаллических веществ.
4. Элементы симметрии кристаллов.
5. Виды симметрии, категории, сингонии.
6. Что такое простая форма?
7. Простые формы кубической сингонии.
8. Простые формы средних сингоний.
9. Простые формы низших сингоний.
10. Можно ли узнать минерал по форме его кристаллов?
11. Что такое изоморфизм? Типы изоморфизма.
12. Химическая классификация минералов.
13. Какие диагностические признаки используются для определения минералов?
14. Какими бывают минеральные зерна по степени изометричности?
15. Что такое минеральный агрегат? Специфика зернистых и особых агрегатов.
16. Охарактеризовать физические свойства, используемые для диагностики минералов. Каковы особенности их применения?
17. Что такое минеральный парагенезис?
18. Перечислите и охарактеризуйте важнейшие рудные минералы.
19. Перечислите и охарактеризуйте важнейшие породообразующие минералы.

Список рекомендуемой литературы

1. Ермолов, В. А. Геология. Часть I. Основы геологии: учебник для студентов вузов, обучающихся по направлению подготовки бакалавров и магистров "Горное дело" и направлению подготовки дипломированных специалистов "Горное дело"/ В. А. Ермолов [и др.]; под ред. В. А. Ермолова. – М.: МГГУ, 2008. - 622 с.
<http://www.biblioclub.ru/book/79047/>
2. Ермолов, В. А. Геология. Часть V. Кристаллография, минералогия и геология камнесамоцветного сырья: учебник для сту-

дентов вузов, обучающихся по направлению подготовки бакалавров, магистров и дипломированных специалистов "Горное дело"/ В. А. Ермолов [и др.]; под ред. В. А. Ермолова. – М.: «Горная книга» МГГУ, 2009. – 408 с.

<http://www.biblioclub.ru/book/79054/>

3. Лазаренко Е.К. Курс минералогии. / Е.К. Лазаренко. – М.: Высш. шк., 1963. – 558 с.

4. Миловский А.В. Минералогия и петрография. / А.В. Миловский. – М.: Недра, 1985. – 431 с.

5. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. / А.Г. Бетехтин. – М.: КДУ, 2008. – 735 с.

6. Гумилевский С.А. Кристаллография и минералогия. / С.А. Гумилевский, В.М. Киршон, Г.П. Луговской. – М.: Высш. шк., 1972. – 278 с.

7. Кузин М.Ф. Полевой определитель минералов. / М.Ф. Кузин, Н.И. Егоров. – М.: Недра, 1974. – 231 с.

8. Толстой М.П. Геология с основами минералогии. / М.П. Толстой – М.: Высшая школа, 1975. – 212 с.

9. Штрюбель Г. Минералогический словарь. / Г. Штрюбель, З.Х. Циммер. – М.: Недра, 1987. – 494 с.

10. Смольянинов Н.А. Практическое руководство по минералогии. / Н.А. Смольянинов – М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1955. – 431 с.

РАЗДЕЛ «ПЕТРОГРАФИЯ»

Лабораторные работы раздела «Петрография» посвящены изучению горных пород, слагающих земную кору.

Естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения, сформировавшиеся в результате геологических процессов и залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел, называются **горными породами**.

По способу образования горные породы подразделяются на несколько типов: **магматические, осадочные, метаморфические, метасоматические**.

Диагностика горной породы любого происхождения опирается на изучение её **структурно-текстурных признаков и вещественного состава**.

Структура – особенности строения горной породы, обусловленные степенью кристалличности вещества, формой и размерами, слагающих породу минеральных зёрен, относительной разницей в их размере.

Текстура – особенности сложения горной породы, обусловленные пространственным расположением слагающих породу минеральных зёрен и степенью заполнения объёма породы минеральной массой.

Вещественный состав породы включает в себя **минеральный и химический состав**. Навыки определения минералов горных пород были получены в разделе «Минералогия». Выяснение химического состава породы требует выполнения химических анализов, что не входит в программу изучения студентов горных специальностей. Но необходимо отметить, что минеральный состав является отражением химического состава породы.

При выполнении лабораторных работ определение минерального состава и структурно-текстурных особенностей горных пород будет включать только элементы макроскопического изучения, хотя исследование под микроскопом дало бы бóльшие возможности в диагностике.

Лабораторный цикл раздела «Петрография» охватывает 8 часов лабораторных занятий. Цель лабораторных работ – ознакомить студента с программным перечнем горных пород и

научить приёмам их макроскопической диагностики и описания. Цикл включает следующие темы:

Лабораторная работа № 3 «Магматические горные породы»

Лабораторная работа № 4 «Осадочные горные породы»

Лабораторная работа № 5 «Метаморфические и метасоматические горные породы»

Выполнение лабораторных работ предусматривает знакомство с эталонной коллекцией горных пород под руководством преподавателя, выполнение контрольного задания по определению и описанию горных пород индивидуальной задачи, проверку знаний студента по изучаемой теме путём тестового или устного опроса. По усмотрению преподавателя возможно требование самостоятельного составления конспекта-описания важнейших представителей горных пород по учебной литературе.

Лабораторная работа № 3

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Цель лабораторной работы: изучение состава, строения и принципов классифицирования магматических горных пород, а также овладение навыками их определения и описания.

1. Теоретические положения

Магматические горные породы образованы в результате застывания, с полной или частичной кристаллизацией, природных магматических расплавов.

Классификация магматических пород базируется на общих принципах многоступенчатой иерархической систематики, учитывающих сочетание генетических, фациальных, химических, количественно-минералогических и структурно-текстурных признаков пород.

Согласно этим принципам, изложенным в «Петрографическом кодексе России», тип магматических горных пород делится по различным признакам на ряд таксонов – классы, отряды, подотряды, семейства, виды (табл. 1).

Таблица 1

Схема многоступенчатой систематики магматических пород

Категории таксонов	Критерии выделения таксонов	Таксономические подразделения (таксоны)
Тип	По характеру геологического процесса (по способу образования)	<p style="text-align: center;">Магматические горные породы</p> <p style="text-align: center;">Плутонические Гипабиссальные Вулканические</p> <p style="text-align: center;">У О С К У О С К У О С К</p> <p style="text-align: center;">Девяносто шесть наименований</p> <p style="text-align: center;">Двести пятьдесят пять наименований</p>
Класс	По фациальным условиям образования (по глубинности образования)	
Отряд	По содержанию SiO ₂ ,%: 30-45 – ультраосновные (У) 45-53 – основные (О) 53-64 – средние (С) 64-78 – кислые (К)	
Подотряд	По общей щелочности: ▨ -низкощелочные ▩ -нормальнощелочные ▧ -умереннощелочные ▦ -щелочные	
Семейство	По положению точек составов в системе координат SiO ₂ /(Na ₂ O+K ₂ O), отраженному в главных количественно-минералогических признаках	
Вид	По комплексу дополнительных количественно-минералогических и петрохимических признаков	

2. Содержание и порядок выполнения лабораторной работы, описание оборудования

Занятие проводится в течение четырёх часов и посвящено теоретическому и практическому освоению петрографии магма-

тических горных пород, с использованием эталонной коллекции и двух образцов горных пород индивидуальной задачи. Диагностические признаки пород и приёмы их использования приводятся ниже. Изучение состава и строения образца должно завершиться определением места исследуемой породы в современной классификации.

Необходимое оборудование и материалы: методические указания к лабораторной работе № 3 по петрографии, эталонную коллекцию магматических горных пород, шкалы твёрдости, лупы, стеклянные и фарфоровые пластинки, комплект индивидуальных задач на подгруппу – получает дежурный до начала занятия.

Описание образцов магматических горных пород индивидуальной задачи приводится в отчёте к лабораторной работе. Отчёт составляется в табличной форме на внутреннем развороте двойного листа тетради в клетку. Форма и примеры составления отчета, а также образец оформления титульного листа приводятся в прил. 1 и 2.

Отчёт к лабораторной работе должен быть защищён. Проверка знаний по изученной теме может быть проведена либо в устной, либо в тестовой форме.

3. Методика определения класса магматической породы по фаціальным условиям образования

Магматические горные породы по фаціальным условиям, то есть по глубинности их становления, подразделяются на три класса: плутонические, вулканические и гипабиссальные (табл. 1).

Класс плутонических пород объединяет породы, формирование которых происходило в условиях значительной или умеренной глубинности, обеспечивающих относительную длительность кристаллизации магмы в земной коре. Плутонические породы образуют интрузивные тела преимущественно крупного и среднего размеров (батолиты, лакколиты, лополиты, штоки).

Класс вулканических пород объединяет породы формирующиеся в результате быстрой кристаллизации или застывания без кристаллизации магматического расплава на

земной поверхности, либо в подводных условиях или вблизи поверхности – в подводных вулканических каналах. Вулканические породы образуют покровы и потоки.

Класс гипабиссальных пород объединяет породы – производные кристаллизации магматических расплавов на относительно небольших глубинах и по условиям образования являются промежуточными между плутоническими и вулканическими. Гипабиссальные породы проявляются в виде малых интрузивов – даек, силлов, небольших штоков.

Принцип, положенный в основу выделения классов магматических пород отражает термодинамические условия кристаллизации расплава. Глубинность становления влияет на скорость охлаждения, застывания и кристаллизации, что обязательно отражается во внешних признаках магматической породы.

Зная особенности строения пород, образовавшихся в определённых фациальных обстановках, по аналогии, с достаточной степенью достоверности, можно для изучаемого образца сделать заключение о вероятной глубине его образования и отнести его к соответствующему классу магматических пород. Как известно, строение пород, в том числе магматических, характеризуется их структурой и текстурой. Следовательно, структурно-текстурные особенности могут быть критерием отнесения изучаемой магматической породы к определённому классу.

3.1. Структуры магматических пород

Различают несколько групп структур магматических пород по различным признакам, но не все доступны для макроскопического определения. Предлагается изучить только те структуры, которые можно различать невооружённым глазом.

1) Структуры по степени кристалличности минеральной массы:

а) **стекловатая** – порода, обладающая такой структурой, выглядит как осколок тёмного стекла с характерным раковистым изломом. Охлаждение и застывание расплава произошло быстро без кристаллизации, и порода представляет собой аморфное об-

разование;

б) **полнокристаллическая** – весь объём породы сложен макроскопически различимыми минеральными зёрнами. Такие структуры возникают в условиях медленного охлаждения расплава на значительных глубинах, где кристаллические минеральные зёрна успевают вырасти до размеров, позволяющих их различать невооружённым глазом;

в) **неполнокристаллическая** – порода, обладающая такой структурой, либо полностью представляет собой скрытозернистый агрегат, либо наряду со скрытозернистой массой в породе видны макроскопически различимые минеральные зёрна. При изучении пород без микроскопа эта структура устанавливается предположительно, т.к. невооружённым глазом невозможно обнаружить содержится ли в скрытозернистой массе нераскристаллизованное стекло или нет.

2) Структуры по абсолютному размеру минеральных зёрен:

Размер зёрен

а) > 50 мм – **гигантозернистая**;

б) 10–50 мм – **грубозернистая**;

в) 5–10 мм – **крупнозернистая**;

г) 1–5 мм – **среднезернистая**;

д) 0,1–1 мм – **мелкозернистая**;

е) < 0,1 мм – **скрытозернистая** (отдельные минеральные зёрна неразличимы невооружённым глазом).

Следует иметь ввиду, что в породе могут присутствовать минеральные зёрна разных размеров, значит, она будет обладать несколькими структурами по абсолютному размеру зёрен.

Например, в породе на фоне тёмно-серой скрытозернистой основной массы видны отдельные светло-зеленовато-серые таблитчатые зёрна 2–3 мм в поперечнике. Такая порода будет характеризоваться двумя структурами: среднезернистой (вкрапленники) и скрытозернистой (основная масса).

3) Структуры по относительной разнице в размере зёрен:

а) **равномернозернистая** – зёрна одного и того же минерала имеют приблизительно одинаковые размеры. Причём, зёрна разных минералов могут быть неравными;

б) **неравномернозернистая** – зёрна одного и того же минерала резко различны по размеру.

Таким образом, в одной и той же породе одни минералы могут иметь равномернозернистую структуру, а другие неравномернозернистую. Обращают внимание прежде всего на наличие последней.

В случае резкой разницы в размере зёрен одного и того же минерала выделяют следующие разновидности неравномернозернистых структур: **порфировую** и **порфировидную** (рис. 1). Общим признаком этих структур является наличие более крупных по отношению к основной массе породы вкрапленных минеральных зёрен – порфировых выделений, которые зрительно заметны на фоне более мелкозернистой массы. Различие этих структур заключается в абсолютных размерах зёрен основной массы.

Порфировая структура обладает скрытозернистой основной массой, в которую погружены различимые невооружённым глазом порфировые вкрапленники.

Порфировидная структура отличается полнокристаллической основной массой мелко-, средне- или крупнозернистого строения, а на её фоне имеются порфировые вкрапленники на порядок крупнее, чем зёрна основной массы.

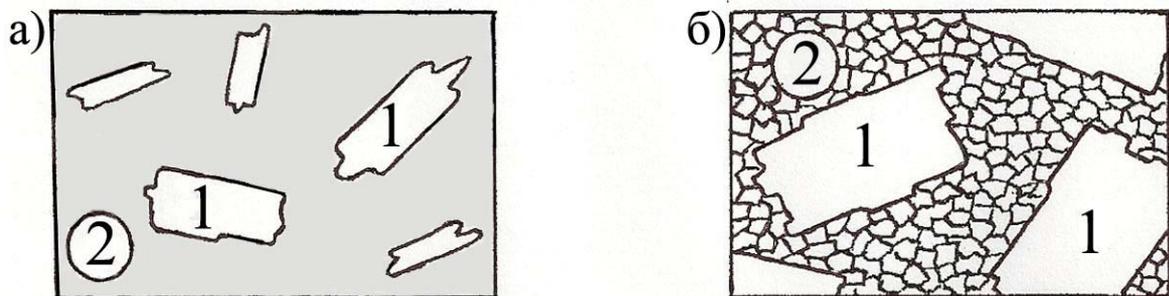


Рис. 1. Неравномернозернистые структуры: а) порфировая; б) порфировидная. На рисунках: 1 – порфировые вкрапленники, 2 – основная масса.

3.2. Текстуры магматических пород

Из всего многообразия текстурных признаков магматических пород предлагается изучить группу текстур по степени заполнения объёма породы минеральной массой:

а) **компактная (плотная)** – порода не содержит макроскопически различимых пустот;

- б) **пористая** – в породе наблюдаются пустоты размером до 2 мм;
 в) **пузыристая** – в породе обнаруживаются пустоты размером более 2 мм;
 г) **миндалекаменная** – ранее имевшиеся в породе пустоты заполнены вторичными минералами (опалом, халцедоном, кальцитом, хлоритом и др.) (рис. 2).

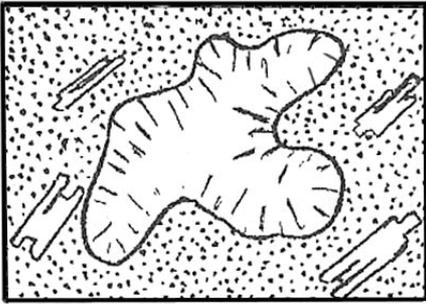


Рис. 2. Миндалекаменная текстура
 (в центре заполненная пустота –
 «миндалина»)

3.3. Заключение о фациальных условиях образования магматической породы

Руководствуясь приведёнными в табл. 2 структурно-текстурными признаками магматических пород различных фациальных обстановок, определите класс, к которому принадлежит изучаемая порода.

Обратите внимание на то, что для выявления фациальных условий образования, очень важным признаком является размер минеральных зёрен, так как он зависит от длительности застывания и кристаллизации расплава, а значит и от глубинности становления. Следует придерживаться правила: если бóльшая часть породы представлена стеклом или скрытозернистой массой – это вулканические породы, мелкозернистой – гипабиссальные, среднезернистой или крупнозернистой – плутонические. Пегматиты, будучи гипабиссальными породами, обладают грубозернистой или гигантозернистой структурой.

Вулканические породы, образованные из излившейся лавы на поверхность Земли, в результате дегазации расплава приобретают пористые, пузыристые, а при заполнении пустот вторичными минералами миндалекаменные текстуры. Плутонические и гипабиссальные породы такими текстурами не обладают.

Таблица 2

Структурно-текстурные признаки магматических пород
различных фациальных обстановок

Класс по фациальным условиям образования	Структура	Текстура
Плутонические	Равномернозернистая среднезернистая или крупнозернистая; Неравномернозернистая порфировидная со среднезернистой или крупнозернистой основной массой	Компактная (плотная)
Гипабиссальные	Равномернозернистая мелкозернистая; Неравномернозернистая порфировидная с мелкозернистой основной массой; Равномернозернистая грубозернистая или гигантозернистая (пегматоидный тип)	
Вулканические	Стекловатая или неполнокристаллическая, равномернозернистая скрытозернистая или неравномернозернистая порфировая со скрытозернистой основной массой	Компактная (плотная), пористая, пузыристая, миндалекаменная

4. Методика определения отряда, подотряда и семейства магматической породы по минеральному и химическому составу

4.1. Минеральный и химический состав магматических горных пород

Минеральный состав магматических горных пород зависит от химического состава магмы, из которой они кристаллизуются.

Многолетняя статистическая обработка данных химических анализов показала, что основными химическими элементами, входящими в состав магматических пород являются O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K. Химический состав магматических горных пород принято выражать в виде суммы оксидов.

Породообразующие минералы магматических пород разделяются на две группы: тёмноокрашенные (часто чёрные) феррические минералы, обогащённые железом и магнием – оливин, авгит, эгирин, роговая обманка, биотит и светлоокрашенные силикатные, состоящие, главным образом из кремния и алюминия – плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, нефелин, кварц. Все магматические минералы, за исключением кварца, являются силикатами.

4.2. Принципы выделения таксонов среднего и низкого ранга в классификации магматических пород

Для последовательного определения таксонов среднего ранга (отряда, подотряда, семейства) Петрографическим кодексом приняты петрохимические признаки, как наиболее универсальные, применимые как для полнокристаллических плутонических, так и для стекловатых вулканических пород.

В каждом классе выделены четыре отряда по процентному содержанию оксида кремния (SiO_2): ультраосновные, основные, средние, кислые. По общей щёлочности, т.е. по сумме оксидов щелочных металлов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) отряды поделены на подотряды: низкощелочные, нормальнощелочные, умереннощелочные, щелочные. Внутри подотрядов породы объединены в семейства по соотношению в составе породы оксида кремния и суммы щелочей, что отражается в минеральном составе породы (см. табл. 1). Чтобы определить эти таксономические единицы для исследуемой породы необходимо располагать данными химических анализов, получаемых в лабораториях. Отнесение породы к какому-либо виду нуждается не только в петрохимических данных, но и изучении особенностей минерального состава под микроскопом.

Каким образом отнести исследуемую породу к таксономическим единицам классификации среднего и низкого ранга, минуя микроскопические и петрохимические исследования? Достаточно

вспомнить, что химический и минеральный составы магматических пород взаимосвязаны. Следовательно, для определения отряда, подотряда и семейства можно использовать количественно-минералогические признаки породы, выявляемые макроскопически. Однако, схемы определения plutонических, гипабиссальных и вулканических пород будут разными.

Необходимо отметить, что предлагаемые схемы содержат определённые допущения, вызванные необходимостью упростить информацию и сделать её доступной для освоения в рамках одного лабораторного занятия.

4.3. Особенности определения отряда, подотряда, семейства и вида магматической породы plutонического и гипабиссального классов

Преимуществом plutонических и гипабиссальных пород является то, что, кристаллизуясь в недрах, они приобретают полнокристаллическое строение. Породообразующие минералы, слагающие эти породы, могут быть определены макроскопически с использованием известных в минералогии признаков: цвет, блеск, спайность, твёрдость и т. д.

Зная минеральный состав и процентное соотношение минералов, можно отнести исследуемую породу к определённому семейству.

Первый шаг заключается в определении процентного содержания в породе тёмноокрашенных минералов. Это можно сделать на глаз или сравнением с трафаретами М.С. Швецова (рис. 3).

Затем необходимо обратиться к одной из пяти соответствующих диаграмм, которые отражают количественные соотношения минералов в породах со ста, пятьюдесятью, тридцатью, двадцатью и десятью процентами содержания в составе тёмноокрашенных (чёрных) минералов (рис. 4, 5, 6, 7, 8).

На каждой такой диаграмме собраны семейства, в которых содержание тёмноокрашенных минералов одинаковые, но минеральный состав в целом разный.

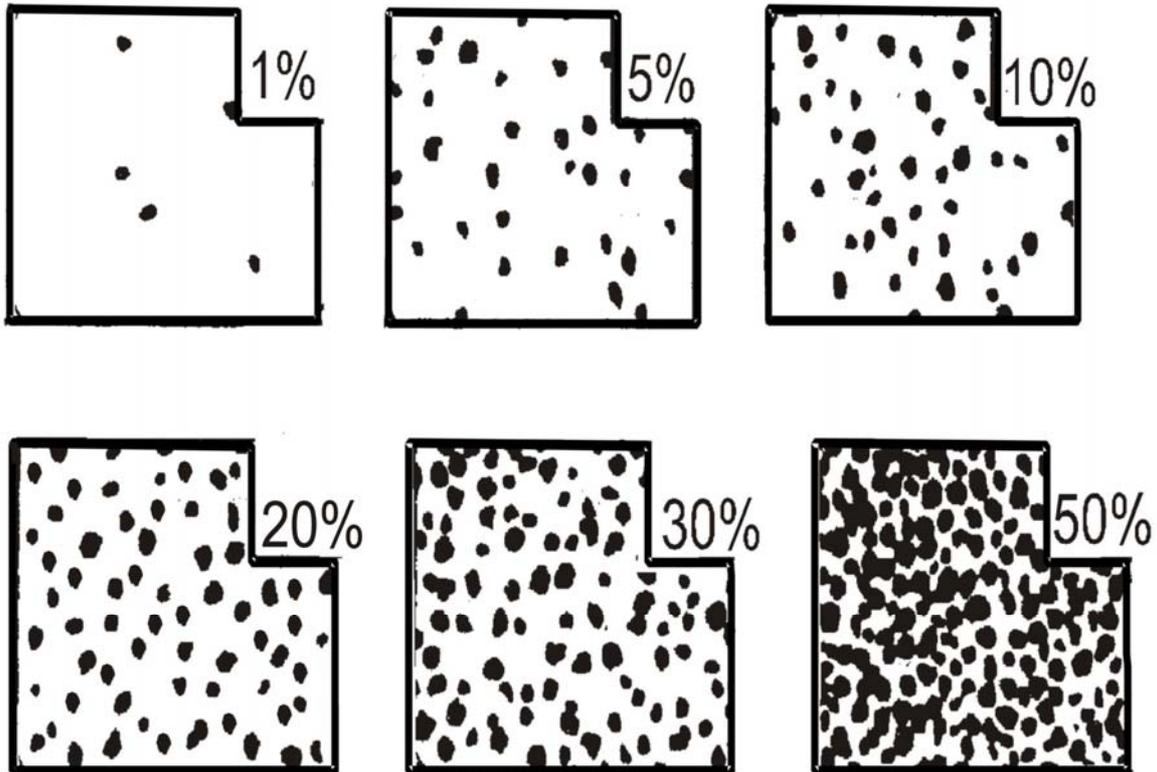


Рис. 3. Трафареты М.С. Швецова для определения процентного содержания составных частей породы

Диаграмма служит подсказкой в определении минерального состава исследуемой породы, ограничивая перечень возможных минералов. Поля диаграммы отражают процентное содержание в породах конкретных минералов. Например, в породе обнаружено 10 % темноокрашенных минералов, обращаемся к диаграмме на рис. 8, из которой следует, что темноокрашенными минералами этой породы могут оказаться биотит или роговая обманка, либо тот и другой минерал одновременно, а в светлой части породы могут быть кварц, калиевый полевой шпат, кислый или щелочной плагиоклаз. Определив по известным признакам минералы исследуемой породы, и оценив процентное содержание каждого минерала, можно выбрать семейство, к которому принадлежит порода. Прямоугольник с названием семейства пересекает границы полей минералов, фиксируя количественно-минеральный состав пород данного семейства. На диаграмме рис. 8 семейству гранитов соответствует следующий минеральный состав: биотит или роговая обманка – 10%, кварц – 30%, калиевый полевой шпат – 30%, кислый плагиоклаз – 30%.

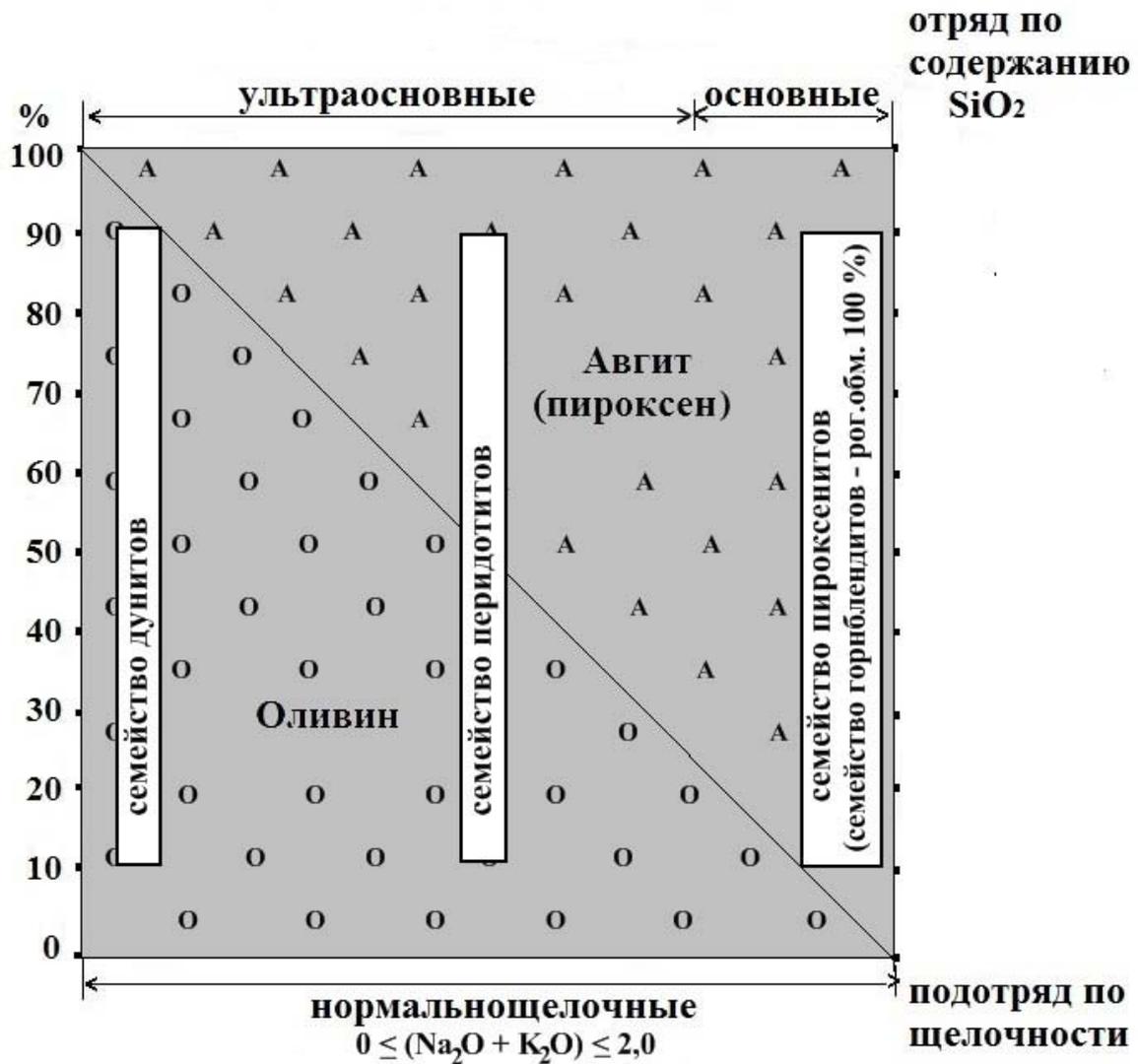


Рис. 4. Диаграмма количественно-минералогического состава пород с 100 %-ным содержанием тёмноокрашенных минералов. Поле тёмноокрашенных минералов закрашено серым цветом. Прямоугольные окна соответствуют процентному соотношению минералов в семействах

Зная семейство, по диаграмме не составит труда определить к какому подотряду по щёлочности и отряду по содержанию SiO₂ % принадлежит исследуемая порода.

Внутри семейств выделено несколько видов пород (петрографических наименований), отличающихся особенностями минерального состава на микроуровне. Наиболее значимые виды пород семейств даны на диаграмме в скобках, если вид не указан, то возможно отождествить название семейства с названием вида. Семейство гранитов – вид гранит.



Рис. 6. Диаграмма количественно-минералогического состава пород с 30 %-ным содержанием тёмноокрашенных минералов. Поле тёмноокрашенных минералов закрашено серым цветом. Прямоугольные окна соответствуют процентному соотношению минералов в семействах

Когда гипабиссальная порода имеет порфировидную структуру, то к названию вида plutонической породы через дефис прибавляют слово «порфир» или «порфирит», причём к названию пород содержащих калиевый полевой шпат – «порфир», не содержащих калиевый полевой шпат – «порфирит» (габбро-порфирит, гранит-порфир).

минеральных зёрен. Вулканические породы обладают в своём большинстве порфировыми структурами и содержат в основной массе очень мелкие, неразличимые глазом, кристаллические минеральные зёрна и вулканическое стекло. Определение минерального состава вулканитов без микроскопа невозможно. Следовательно, использование диаграмм, основанных на количественно-минералогических признаках затруднительно.

Для приближённой оценки места вулканической породы в иерархии таксонов классификации можно использовать два критерия: цвет породы и минеральный состав вкрапленников.

Окраска вулканической породы находится в определённой зависимости от химизма, начального минерального состава и наложенных вторичных изменений. Цвет исследуемой породы позволяет определить отряд по содержанию SiO_2 , а наличие порфировых вкрапленников определённого состава укажет на семейство и подотряд по щёлочности табл. 3. Если в породе нет вкрапленных зёрен или наличие минерала во вкрапленниках не позволяет сделать однозначного вывода, то определение ограничится только отрядом по содержанию SiO_2 , а семейство и подотряд студент может выбрать предположительно, по своему усмотрению.

Обратите внимание, ввиду сложности определения и небольшой распространённости в природе, в таблице не приводятся признаки пород ультраосновного отряда, а также подотряда щелочных пород.

При выборе названия вида, также как и для плутонических пород, рекомендуется отождествлять название вида с названием семейства. Например, семейство базальты – вид базальт.

Породы со стекловатой структурой обычно относятся к отряду кислых пород и имеют общее видовое название обсидиан.

Согласно Петрографическому кодексу (2008 г.), в номенклатуре вулканических пород, в отличие от ранее действовавших классификаций, не производится деление на кайнотипные (неизменённые) и палеотипные (изменённые) породы, разновидности последних (порфиры, порфириты, диабазы, спилиты и др.) устраняются.

Плутонические породы образуются в недрах, а вулканические на поверхности Земли, но из одних и тех же магматических расплавов. Возможно сопоставление семейств пород, образованных в различных фациальных обстановках (табл. 4).

Таблица 3

Определение таксономических подразделений вулканических пород по цвету и наличию порфировых вкрапленников

Цвет породы	Отряд	Подотряд	Семейство	Порфиновые вкрапленники
Тёмно-серый до чёрного, тёмно-серый с зеленоватым оттенком, шоколадно-бурый, фиолетовый	Основные	Нормально-щелочные	Базальты	Оливин, авгит, основной плагио-оклаз
		Умеренно-щелочные	Трахибазальты	Авгит
Серый, серый с зеленоватым, красноватым или фиолетовым оттенком	Средние	Нормально-щелочные	Андезиты	Основной или средний плагио-оклаз, роговая обманка
		Умеренно-щелочные	Трахиандезиты	
			Трахиты	Калиевый полевой шпат, роговая обманка
Светло-серый, светло-желтовато-серый, охристо-жёлтый	Кислые	Нормально-щелочные	Дациты	Кислый плагио-оклаз, роговая обманка, биотит
			Риодациты	Кислый плагио-оклаз, кварц, биотит, калиевый полевой шпат
			Риолиты	Кварц, щелочной плагио-оклаз, калиевый полевой шпат
		Умеренно-щелочные	Трахидациты	Средний плагио-оклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка
		Трахириодациты	Калиевый полевой шпат, кислый плагио-оклаз, кварц, биотит	
		Трахириолиты	Калиевый полевой шпат, кварц, кислый плагио-оклаз	

Таблица 4

Сопоставление семейств плутонических и вулканических пород

Отряд	Подотряд	Семейства плутонических пород	Семейства вулканических пород	%*
Ультраосновные	Нормальнощелочные	Дуниты	Пикриты	100
		Перидотиты		
	Щелочные	Фоидолиты ультраосновные	Фоидиты ультраосновные	50
Основные	Нормальнощелочные	Пироксениты	Основные пикробазальты	100
		Горнблендиты		
		Габброиды		
	Умереннощелочные	Монцогаббро	Трахибазальты	50
Щелочные	Щелочные габброиды	Щелочные базальты		
Средние	Нормальнощелочные	Диориты	Андезиты	30
	Умереннощелочные	Монцониты	Трахиандезиты	
			Сиениты	Трахиты
	Щелочные	Нефелиновые сиениты	Фонолиты	30
Кислые	Нормальнощелочные	Гранодиориты	Дациты	20
	Нормально- и низкощелочные	Граниты	Риодациты	10
		Плагиограниты	Риолиты	
	Умереннощелочные	Граносиениты	Трахидациты	20
Умереннощелочные и щелочные	Щелочные граниты	Трахиродациты	10	
		Трахиреолиты		

* Примерное процентное содержание тёмноокрашенных минералов в полнокристаллических породах

Жирным шрифтом в таблице выделены семейства, представители которых изучаются в рамках лабораторного занятия.

Контрольные вопросы

1. Что такое горная порода?
2. Назовите диагностические признаки горных пород.
3. Перечислите таксономические категории классификации магматических пород и критерии выделения таксонов.
4. На какие классы делится тип магматических горных пород?
5. Как определить к какому классу относится магматическая горная порода?
6. Опишите структурно-текстурные особенности плутонических, гипабиссальных и вулканических пород.
7. Какие минералы входят в состав магматических горных пород?
8. Как, не используя данные химических анализов, определить принадлежность плутонической и гипабиссальной породы к тому или иному семейству?
9. Какие семейства плутонических пород имеют в своём составе 100, 50, 30, 20 и 10 %-ов тёмноокрашенных минералов? Назовите полный минеральный состав семейств.
10. Как, не используя данные химических анализов, выяснить принадлежность вулканической породы к определённому отряду, подотряду, семейству?
11. Назовите известные вам семейства вулканических пород.
12. Сопоставьте семейства плутонических и вулканических пород.

Список рекомендуемой литературы

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / главн. ред. О. А. Богатилов, О. В. Петров. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
2. Заварицкий, А. Н. Изверженные горные породы / А. Н. Заварицкий. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 480 с.
3. Даминова, А.М. Петрография магматических горных пород / А. М. Даминова. – М.: Недра, 1967. – 232 с.

4. Кузоватов, Н. И. Систематика и классификация магматических пород / Н. И. Кузоватов [и др.]. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2000. – 97 с.
5. Миловский, А. В. Минералогия и петрография / А. В. Миловский. – М.: Недра, 1986. – 432 с.
6. Трусова, И. Ф. Петрография магматических и метаморфических горных пород / И. Ф. Трусова, В. И. Чернов. – М.: Недра, 1982. – 272 с.
7. Белоусова, О. Н. Общий курс петрографии / О. Н. Белоусова, В. В. Михина. – М.: Недра, 1972. – 344 с.
8. Князев, В. С. Руководство к лабораторным занятиям по общей петрографии / В. С. Князев, И. Б. Кононова. – М.: Недра, 1991. – 129 с.
9. Заридзе, Г. М. Петрография / Г. М. Заридзе. – М.: Недра, 1988, – 480 с.
10. Петров, В. П. Петрографический словарь / В. П. Петров [и др.]. – М.: Недра, 1981. – 496 с.
11. Рыка, В. Петрографический словарь / В. Рыка, А. Малишевская. – М.: Недра, 1989. – 590 с.

Приложение 1

Министерство образования и науки
Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Кузбасский государственный технический университет
имени Т. Ф. Горбачева»

Кафедра геологии

ОТЧЕТ

**по лабораторной работе № 3
раздела «Петрография»**

Магматические горные породы

Составил студент гр. ГП-131
Иванов С.А.

Проверил доцент: Петров А.В.

Кемерово 2013

Форма и примеры описания магматических пород

Номер образца	Структура	Текстура	Цвет	Для плутонических минеральный состав в %, для вулканических состав вкрапленников	Класс по фациальным условиям образования	Отряд по содержанию SiO ₂ %	Подотряд по общей щёлочности	Семейство	Вид
П 1-5	Неполнокристаллическая, неравномернозернистая порфировая, основная масса скрытозернистая, вкрапленники мелко- и среднезернистые	Пористая	Серый	Во вкрапленниках роговая обманка и калиевый полевой шпат	Вулканические	Средние	Умереннощелочные	Трахиты	Трахит
П 1-10	Полнокристаллическая, среднезернистая, равномернозернистая	Плотная	Зеленоватосерый	Эгирин – 45%, нефелин – 20%, плагиоклаз – 35%	Плутонические	Основные	Щелочные	Щелочные габброиды	Тералит

Продолжение приложения 2

П 2-15	Полнокристаллическая, мелкозернистая, равномернозернистая	Плотная	Серый	Роговая обманка – 30%, плагиоклаз – 70%	Гипабиссальные	Средние	Нормальнощелочные	Диориты	Микродиорит
П 3-20	Полнокристаллическая, гигантозернистая	Плотная	Красноваторозовый	Калиевый полевой шпат – 60%, кварц – 40%	Гипабиссальные	Кислые	Нормально- и низкощелочные	Граниты	Гранит-пегматит

Лабораторная работа № 4

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Цель лабораторной работы: изучение состава, строения и принципов классифицирования осадочных горных пород, а также овладение навыками их определения и описания.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Минеральные агрегаты, выделяемые под названием **осадочные** горные породы, образуются в результате сложного сочетания разнообразных геологических процессов с переходными граничными характеристиками, что неизбежно привело к различным толкованиям как самого понятия «осадочные горные породы», так и к различным подходам к решению вопросов: происхождения, классифицирования, разработки номенклатуры названий пород.

Принадлежность минерального агрегата к осадочной породе устанавливается на основании ряда признаков:

1) состав исходного материала, который включает: а) обломочный материал, представленный главным образом продуктами физического выветривания, а также пылевато-обломочным материалом, выбрасываемым в составе твердых продуктов вулканических извержений; б) растворенный материал, основная часть которого образуется при химическом выветривании, другая выносится на поверхность земли с водами и возгонами вулканического происхождения; в) органическое вещество, накапливающее органо-минеральные соединения из ненасыщенных растворов при жизни организмов и после их гибели и служащее источником составных частей или пород целиком, образование которых на поверхности земли другим путем исключено;

2) транспортировка исходного вещества осуществляется в водной или воздушной среде, или в составе ледников (за исключением кор выветривания, где остаточные продукты выветривания остаются на месте образования);

3) накопление вещества в виде так называемых **осадков** на дне водных бассейнов и на поверхности суши (в том числе в корах выветривания) в результате действия процессов: механического осаж-

дения, выпадения из растворов и жизнедеятельности организмов;

4) постепенное преобразование сложной и неуравновешенной в физико-химическом отношении системы осадка за счет внутренних вещественных и энергетических ресурсов в осадочную горную породу;

5) осадки существуют только в зоне современного осадконакопления. Осадки, даже не испытавшие существенных изменений, но находящиеся в составе древних отложений (в том числе и четвертичных), должны рассматриваться как горные породы (например, пески, глины);

6) осадочные породы могут существовать в определенных термодинамических условиях поверхности и приповерхностной части земной коры;

7) осадочные породы являются одновременно самостоятельными геологическими телами (пласты, слои, линзы) в горизонтальном или складчатом залегании.

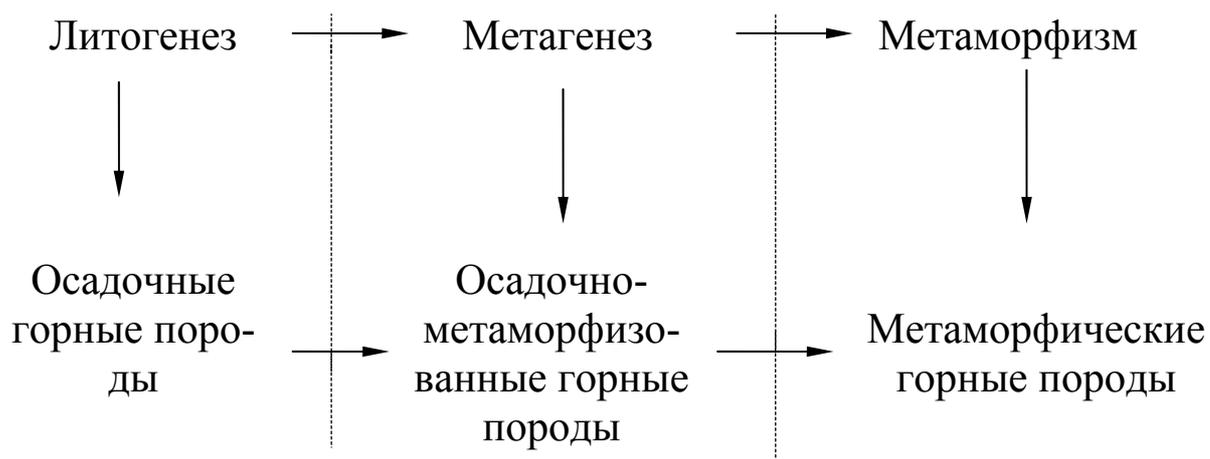
Руководствуясь указанными признаками, понятие «осадочные горные породы» можно сформулировать в следующем виде.

Осадочные горные породы – минеральные агрегаты, образующиеся из накапливающихся в водно-воздушной среде органико-минеральных осадков остаточных и переотложенных продуктов кор выветривания и частично вулканогенного и органического вещества в термодинамических условиях поверхности и приповерхностной части земной коры и залегающие в виде самостоятельных геологических тел.

Раздел общей петрографии, изучающий состав, строение и генезис осадочных горных пород, называется **литологией**.

Одна из задач литологии – разработка общей теории осадочного породообразования или **литогенеза**.

При прогрессирующем преобразовании вещества смену этапов и соответствующих групп пород можно проиллюстрировать следующей схемой:



1. ЛИТОГЕНЕЗ

В выделении стадий литогенеза действуют два подхода:

1. Временная последовательность событий: сингенез, эпигенез.

Временная последовательность при выделении стадий в современной литературе не применяется (устаревшие термины).

2. Стадиальная последовательность минеральных превращений: седиментогенез, диагенез, катагенез.

1.1. Седиментогенез (накопление осадков)

Основные этапы седиментогенеза сводятся к следующему:

1. Мобилизация вещества в корях выветривания и образование исходного материала для осадков. Состав его лежит в основе генетической классификации осадочных горных пород: обломки – обломочные горные породы, глинистые продукты – глинистые горные породы, растворы – породы химического и биохимического происхождения.

2. Перенос вещества (транспортировка волочением, во взвешенном состоянии или в виде растворов).

3. Осаждение (седиментация) материала в депрессиях водосборных площадей и конечных водоемах стока.

В процессе транспортировки и осадконакопления осуществляется уникальное природное явление – **осадочная дифференциация** (разделение) транспортируемого вещества.

Механическая дифференциация связана с разделением обломочно-глинистого материала в двигающейся водной среде под

воздействием силы тяжести, при этом осадочный материал сортируется по размеру и весу, в благоприятных обстановках формируются россыпи.

Химической дифференциации подчиняются растворы, которые встречая геохимические барьеры, сбрасывают в различных формах часть растворенного вещества. Такими барьерами являются:

- зона высачивания вод кор выветривания в поверхностные водотоки, где вследствие перехода в окисленное состояние резко понижается растворимость некоторых элементов (Fe, Mn, и др.);

- зона смешивания пресных речных и соленых морских вод. Здесь происходят массовая коагуляция коллоидных растворов гидроксидов Al, Fe, Mn, биологическое извлечение элементов из ненасыщенных морских вод;

- в случае аридизации климата в дифференциации начинает доминировать последовательное в соответствии с растворимостью отложение вещества из пересыщенных растворов. Во внутриконтинентальных морях накапливаются хемогенные известняки, затем доломиты; при отделении бассейнов от открытого моря вследствие нарастающей концентрации солей накапливаются сульфаты. Завершается дифференциация в пересыхающих бассейнах отложением хлористых солей натрия и калия.

1.2. Диагенез

На стадии диагенеза происходит превращение осадков в осадочные горные породы путем приведения крайне неравновесной «пестрой» системы осадка в равновесное состояние. Принципиальное отличие диагенеза от последующих катагенетических преобразований – развитие процессов за счет **внутренних** ресурсов самого осадка. Мощность зоны диагенеза – десятки-сотни метров. Различают ранний и поздний диагенез.

1.2.1. Ранний диагенез

Ранний диагенез осуществляется при низких температурах (ниже 25⁰ С) в условиях активной бактериальной деятельности и сводится к генерации аутигенных (образовавшихся на месте нахождения) диагенетических минералов. На окислительном этапе в самом верхнем слое осадка образуются фосфаты, оолиты гидроксидов железа и марганца, глобулярный (шаровые сгустки)

опал. По мере смены окислительных условий восстановительными трехвалентное железо трансформируется в двухвалентную восстановленную форму. При наличии в поровых водах растворенных ионов серы, железо связывается в пирит, затем при наличии растворенной кремнекислоты образуются железистые хлориты и, наконец, карбонат железа – сидерит.

1.2.2. Поздний диагенез

Действующими факторами позднего диагенеза являются температура (до 50-75⁰ С), давление (до 15-25 МПа) и геологическое время (тысячи-миллионы лет).

На стадии позднего диагенеза осуществляются уплотнение и обезвоживание осадка, перераспределение аутигенных минералов в конкреции и сгустковые цементы, отмечается локальная обычно слабая литификация (окаменение) осадков.

Растительное вещество под действием анаэробных микроорганизмов подвергается гумификации и превращается в торф, который на заключительных этапах диагенеза преобразуется в бурый уголь.

Глинистые минералы сохраняют неупорядоченное строение, обуславливающее высокую гидрофильность и размокаемость пород. Породы представлены нелитифицированными (рыхлыми) представителями: песками, алевролитами нередко с глинистым наполнителем, глинами. Четвертичные отложения слагаются песками, супесями, суглинками, глинами.

1.3. Катагенез

Под катагенезом понимают дальнейшее преобразование вещества осадочных толщ под воздействием температуры (до 210-280⁰ С), давления (до 200 МПа), химического воздействия поровых вод и геологического времени (десятки - сотни миллионов лет). Глубины воздействия в разных регионах колеблются от сотен метров до 5 - 8 км.

Катагенез локализуется в отложениях чехла платформ и слабодислоцированных участках прогибов.

В обстановке катагенеза неупорядоченные гидрослюды преобразуются в низкотемпературные хрупкие гидрослюды (политип ИМ), неупорядоченный каолинит в упорядоченный, глины замещаются аргиллитами, бурый уголь на начальных стадиях катагенеза превращается в каменный уголь марки Д, на заключитель-

ных стадиях – ОС, Т.

Обломочные породы: алевриты, пески – преобразуются в алевролиты и песчаники, глинистое вещество в них – в глинистый цемент.

2. МЕТАГЕНЕЗ (ПРОТОМЕТАМОРФИЗМ)

Спорная область преобразования осадочных горных пород, рассматриваемая и как завершающий этап прогрессивного литогенеза (апокатагенез по Н.Б. Вассоевичу), и как переходная область к метаморфизму (метагенез по Н.М. Страхову). Авторы придерживаются последней точки зрения.

Факторами метагенеза являются температура (до 300-350⁰ С), давление (до 200-600 МПа), мобилизованные поровые воды со свойствами гидротерм, геологическое время (сотни миллионов лет).

Метагенез характерен для осадочных толщ, выполняющих краевые и межгорные прогибы в участках интенсивной складчатости.

Наиболее подвержены метагенезу глинистые породы и глинистое вещество цементов обломочных пород.

Образовавшиеся на стадии катагенеза низкотемпературные хрупкие гидрослюды замещаются высокотемпературными упругими гидрослюдами (политип 2М) и на завершающих этапах метагенеза тонкочешуйчатым мусковитом – серицитом, упорядоченный каолинит – хлоритом. Опал преобразуется в халцедон, последний замещается кварцем.

Аргиллиты и углистые аргиллиты переходят в характерные для окончания метагенеза глинистые (хлорит - гидрослюдистые) сланцы и аспидные филлитоподобные сланцы, состоящие из гидрослюды, хлорита и серицита.

Обломочные породы (алеваиты, песчаники) внешне сохраняют облик неизменных осадочных пород, однако глинистая часть их цементов испытывает те же изменения, что и вещество глинистых пород, в цементах обильно развивается карбонатное и кремнистое вещество.

Характерные для завершения катагенеза каменные угли марки Т постепенно переходят в антрациты и на завершающих

этапах метагенеза в графитизированные антрациты.

Минеральные превращения в глинистой части пород на стадиях катагенеза и метагенеза оказывают существенное влияние на прочностные свойства пород и должны учитываться в инженерно-геологических прогнозах (рис. 1).

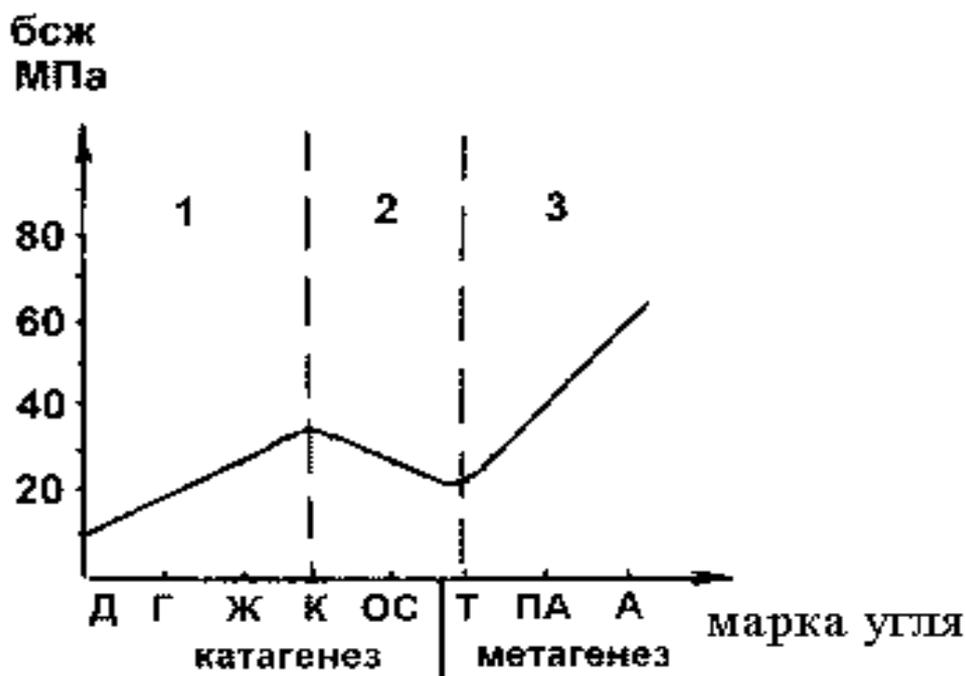


Рис. 1. Изменение прочностных свойств аргиллитов углевмещающих пород Донбасса в процессе катагенеза и метагенеза толщ (по С.И. Малинину, 1970): 1 – зона нарастающего уплотнения первичных неупорядоченных глинистых минералов; 2 – зона преобразования неупорядоченных гидрослюд в хрупкие низкотемпературные гидрослюды (политип 1М); 3 – зона преобразования хрупких низкотемпературных гидрослюд в упругие высокотемпературные гидрослюды (политип 2М) с последующим замещением серицитом

По составу исходного материала осадочные горные породы объединяют в следующие группы:

1. Обломочные горные породы (в том числе вулканогенно-осадочные обломочные – пирокластические горные породы).
2. Глинистые горные породы.

3. Породы химического и биохимического происхождения (включая каустобиолиты).

Содержание и порядок выполнения лабораторной работы, описание оборудования

Занятие проводится в течение восьми часов и посвящено теоретическому и практическому освоению петрографии осадочных горных пород, с использованием эталонной коллекции и трёх образцов горных пород индивидуальной задачи. Диагностические признаки пород и приёмы их использования приводятся ниже. Два часа посвящено изучению обломочных и глинистых пород, два часа – изучению химических и биохимических пород. Отдельное двухчасовое занятие отведено на изучение каустобиолитов угольного ряда и два часа на контроль знаний.

Необходимое оборудование и материалы: методические указания к лабораторной работе № 4 по петрографии, эталонную коллекцию осадочных горных пород и углей, шкалы твёрдости, лупы, стеклянные и фарфоровые пластинки, комплект индивидуальных задач на подгруппу – получает дежурный до начала занятия.

Описание образцов осадочных горных пород индивидуальной задачи приводится в отчёте к лабораторной работе. Отчёт составляется в табличной форме на внутреннем развороте двойного листа тетради в клетку. Форма и примеры составления отчетов, а также образец оформления титульного листа приводятся в прил. 1, 2, 3, 4.

Отчёт к лабораторной работе должен быть защищён. Проверка знаний по изученной теме может быть проведена либо в устной, либо в тестовой форме.

3. МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ К ОПИСАНИЮ ОБЛОМОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Обломочные горные породы подразделяют на собственно-осадочные обломочные породы и вулканогенно-обломочные.

К собственно-осадочным обломочным относятся горные породы, образовавшиеся из обломков различных минералов и горных пород, возникших в корях выветривания.

Вулканогенно-осадочные обломочные породы (пирокластические) занимают промежуточное положение между вулканическими и осадочными породами. Исходный материал для их образования (вулканический пепел, лапилли) образуется при вулканических взрывах. Попав в атмосферу, пепел транспортируется воздушными потоками, и затем под воздействием силы тяжести отлагается подобно обычным осадкам на поверхности земли и в водной среде, образуя чистые пепловые слои или смеси пепла с обычным осадочным материалом.

Обломочные породы подразделяются на **рыхлые** (сыпучие и слабосцементированные) и **сцементированные**, не размокающие в воде скальные породы.

3.1. Обломочные горные породы собственно-осадочного происхождения

3.1.1. Структуры и текстуры обломочных пород собственно-осадочного происхождения

Структуры обломочных пород

При характеристике структуры обломочной породы учитываются размер обломков, их сортировка (разница в размере) и степень окатанности. В сцементированных породах учитывается также тип цемента, являющийся дополнительной характеристикой структуры породы.

1. По размеру обломков различаются структуры:

1) $>1(2)$ мм – **псефитовая** (псэфос – камешек)

(по некоторым классификациям псефитовая структура определяется размером обломков > 2 мм, например классификация Л.Б.Рухина);

2) $0,1-1(2)$ мм - **псаммитовая** (псаммос – песок):

а) $1-2$ мм – **грубозернистая**;

б) $0,5- 1$ мм – **крупнозернистая**;

в) $0,25-0,5$ мм – **среднезернистая**;

г) $0,1- 0,25$ мм – **мелкозернистая**;

3) $0,01- 0,1$ мм – **алевритовая** (алеврос – мука).

Рубежная мелкозернистая песчано-алевритовая структура при определении без микроскопа относится к песчаной, если невооруженным глазом удастся отличить отдельные мелкие обломочные зерна породы.

2. По относительной разнице в размере обломков принято выделять структуры:

1) **сортированную**;

2) **несортированную**.

В случае несортированной структуры указывают структуры нижнего и верхнего размеров обломков и преобладающую структуру.

Пример 1. Структура псаммитовая от мелкозернистой до крупнозернистой с преобладанием последней.

Пример 2. Структура от алевритовой до псаммитовой мелкозернистой с преобладанием первой (псаммоалевритовая структура).

Структурная характеристика породы обязательно включает в себя описание формы обломков, учитывающее степень их окатанности.

3. По степени окатанности выделяют **неокатанные**, **полуокатанные** и **окатанные** обломочные зерна (рис. 2).

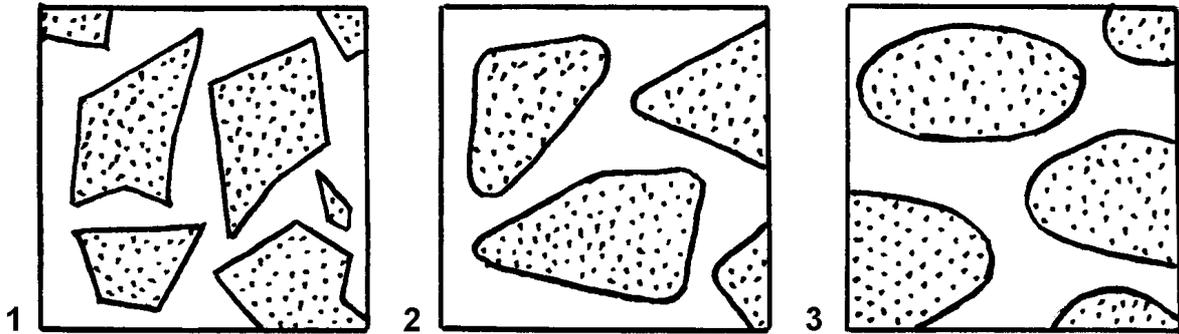


Рис. 2. Форма обломочных зерен по степени окатанности: 1 - неокатанные зерна, 2 - полуокатанные, 3 - окатанные

Реально степень окатанности (с помощью лупы) может быть установлена без микроскопа в породах с размером обломков более 0,5 мм. Для пород с размером обломков менее 0,5 мм предлагается указать в отчете степень окатанности предположительно. Так, в мелкозернистых и среднезернистых песчаных породах обломки обычно полуокатанные и окатанные, в породах алевритовой размерности – полуокатанные и неокатанные.

Степень окатанности обломков, их размер, сортированность обломочного материала используются в фациальном анализе для определения условий образования горной породы.

Несортированные породы, сложенные обломками с отсутствием окатанности, характерны для делювиальных, пролювиальных и моренных отложений.

Хорошо сортированные псаммитовой и псефитовой размерности породы с обломками окатанной формы представляют собой русловые речные отложения или пляжные отложения прибрежной части моря или озера.

Отложения алевритовой размерности, содержащие обычно значительную примесь глинистого материала, накапливаются в составе пойменных отложений рек, а также характерны для глубоководной части озер и глубоководных шельфовых отложений моря.

4. Структура или тип цемента. По соотношению обломков и цементирующего материала выделяют следующие типы цементов (рис. 3):

- 1) **базальный** – обломочные зерна не соприкасаются друг с другом, «плавают в цементе»;
- 2) **поровый** – зерна соприкасаются друг с другом, а цемент заполняет поры между ними;
- 3) **пленочный** – цемент покрывает зерна пленкой, оставшая часть пор остается незаполненной;
- 4) **контактный** – цемент присутствует только в участках соприкосновения зерен.

В условиях, переходных к начальному метаморфизму, в обломочных породах нередко развивается **регенерационный** цемент путем разрастания обломочных зерен вплоть до восстановления кристаллографической формы. Цементация осуществляется за счет появления межзерновых связей.

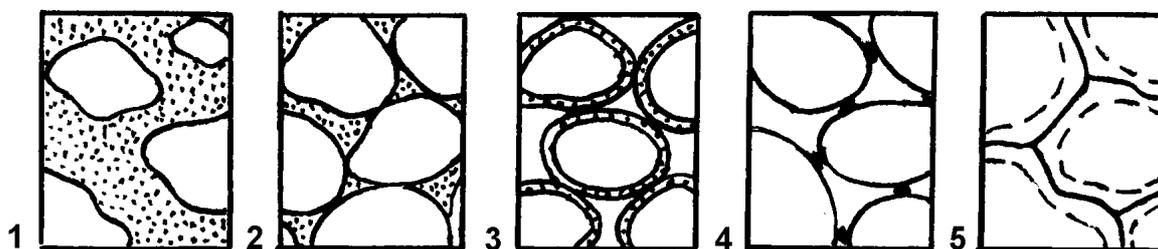


Рис.3 Структурные типы цементов обломочных пород: 1 - базальный, 2 - поровый, 3 - пленочный, 4 - контактный, 5 - регенерационный

Вид цемента имеет большое значение в инженерно-геологических прогнозах. Обломочные породы с **поровым** глинистым цементом обнаруживают достаточно высокую прочность, т.к. контактирующие обломки, соприкасаясь друг с другом, образуют треугольники жесткости, воспринимающие внешнюю разрушающую нагрузку. Цемент препятствует проворачиванию зерен. В случае **базального** глинистого цемента, где обломки не касаются между собой, нагрузку воспринимает цемент, и такие породы по прочности приближаются к слабым глинистым породам.

Пример описания структуры обломочной породы: структура псаммитовая крупнозернистая, сортированная, обломки полукатанные, цемент базальный.

Текстуры обломочных пород

Основным текстурным признаком обломочных пород является **слоистость**, выражающаяся либо в чередовании слоев разного гранулометрического состава, либо в чередовании слоев, обогащенных включениями углефицированного растительного материала или минеральных примесей, либо в ориентировке уплощенных обломков вдоль слоистости.

По наличию или отсутствию слоистости различают текстуры: **неслоистую** (массивную), **горизонтальнослоистую**, **волнистослоистую** и **косослоистую** (рис. 4).

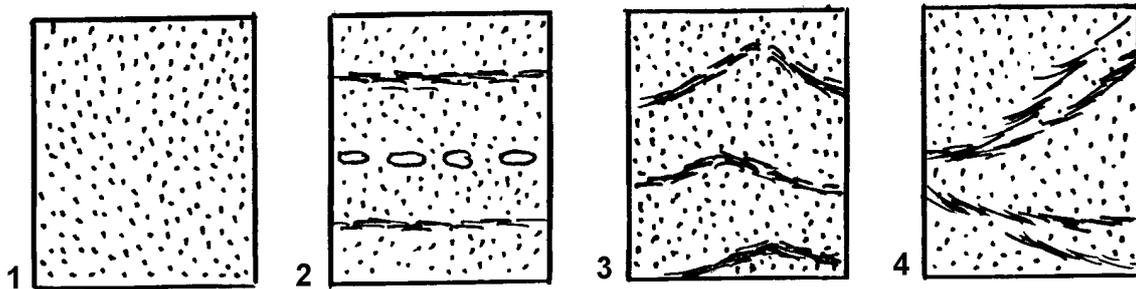


Рис. 4. Текстуры обломочных пород:

- 1 - массивная (неслоистая), 2 - горизонтальнослоистая,
3 - волнистослоистая, 4 - косослоистая

Неслоистая текстура характерна для элювиально-делювиальных отложений, однако она может быть обнаружена в **непредставительных** образцах, взятых внутри слоев грубослоистых толщ.

Горизонтальная слоистость присуща озерным отложениям, глубоководным отложениям шельфа, склона и ложа океана.

Косая слоистость наблюдается в русловых отложениях.

Пляжные отложения морей и озер обнаруживают волнистую слоистость и знаки ряби.

3.1.2. Минеральный состав обломочных пород

Состав обломков

В составе обломков псефитовой размерности принимают участие породы магматического, осадочного и метаморфического происхождения, а также дезинтегрированные зерна отдельных минералов. Песчаные и алевритовые зерна слагаются главным образом обломками кварца и полевых шпатов. Отличить их без микроскопа довольно трудно. В породах из угленосных толщ кварцевые обломочные зерна отличаются свежим обликом, стекляннм блеском и дымчато-серым цветом, тогда как полевые шпаты обычно сильно выветрелые, матовые и имеют белую окраску.

Состав цемента

Основными цементами обломочных пород являются: глинистый, карбонатный, кремнистый и железистый.

Глинистый цемент слагается каолинитом, гидрослюдами и сравнительно редко минералами из группы монтмориллонита. Порода, имеющая глинистый цемент, относительно непрочная, царапается стеклом, отдельные обломки при этом отделяются от массы породы. Реакция с HCl как с нанесенной каплей на поверхность образца, так и с породой в порошке не обнаруживается.

Карбонатные цементы обычно представлены кальцитом, значительно реже доломитом и сидеритом. Породы с карбонатным цементом также царапаются стеклом, бурно вскипают при нанесении капли кислоты непосредственно на поверхность образца, если цемент кальцитовый, либо в порошке при доломитовом составе цемента. Обращайте внимание на характер вскипания. Если пузырьки выделяются в отдельных точках капли, значит, карбонатное вещество в цементе представлено сгустками и основная масса цемента сложена глинистыми минералами.

Кремнистые цементы состоят либо из опала, либо из халцедона. Породы характеризуются высокой прочностью, не царапаются стеклом и не реагируют с кислотой.

Железистые цементы обнаруживаются в породах редко,

представлены гидроокислами железа, имеют бурую или буровато-желтую окраску и оставляют буровато-желтую или буровато-красную черту на фарфоровой пластинке.

В обломочных породах, испытавших только диагенез, преобладают глинистые цементы из неупорядоченных глинистых минералов кор выветривания. В условиях нарастающего катагенеза и начального метаморфизма в цементе имеют место значительные минеральные превращения (см. выше разделы: «ЛИТОГЕНЕЗ», «МЕТАГЕНЕЗ»).

3.1.3. Особенности классифицирования обломочных пород

Обломочные породы классифицируют в зависимости от размера обломков, формы обломков (только для пород псефитовой структуры), а также степени окаменения (табл. 1).

В литологии различают по степени окаменения (литификации) рыхлые породы (сыпучие и слабосцементированные) и сцементированные. Глинистая примесь в породах рассматривается цементом, если содержащая ее порода не теряет прочность после длительного выдерживания в воде. Если прочность породы заметно теряется, то породу относят к рыхлым разновидностям, а присутствующее в них глинистое вещество приравнивается к наполнителям.

Среди алевритов одной из распространенных пород является встречающаяся среди четвертичных покровных отложений высокопористая порода **лѐсс** золотого происхождения, имеющая буровато-желтый цвет, вертикальную отдельность и состоящую из пылеватых алевритовых частиц с карбонатно-глинистым цементом. В рекомендованном учебнике А.В. Миловского «лѐсс» упоминается в качестве единственной представительницы пород этого класса. Название «лѐсс» не является синонимом названия алеврит и алевролит, а сам лѐсс представляет собой только одну из разновидностей пород алевритовой структуры.

Кроме лѐссов в составе четвертичных отложений выделяют **суглинки** – аналоги глинистым алевритам и **супеси** – аналоги глинистым пескам из осадочных толщ более древнего возраста.

Таблица 1

Классификация обломочных пород
собственно-осадочного происхождения

Структура, размер об- ломков, мм	Породы рыхлые		Породы сцементированные	
	окатанные обломки	неокатанные обломки	окатанные обломки	неокатанные обломки
Псефитовая: 10-100 2(1)-10	галька гравий	щебень дресва	конгломерат гравелит	брекчия дресвяник
Псаммитовая: 1-2 0,5-1 0,25-0,5 0,1-0,25	песок грубозернистый песок крупнозернистый песок среднезернистый песок мелкозернистый		песчаник грубозернистый песчаник крупнозернистый песчаник среднезернистый песчаник мелкозернистый	
Алевритовая: 0,01-0,1	алеврит		алевролит	

Примечание: В широко распространенной классификации обломочных пород рубеж между породами псефитовой и псаммитовой размерности проводится по слагающим породу обломкам размером >2 мм. Однако в некоторых классификациях псефитовые породы выделяются при размере слагающих частиц >1 мм, при этом грубозернистые песчаные породы (1-2 мм) из классификации исключаются.

Породы смешанного состава называют названием компонента, количество которого превышает 50 %, а примесь выражается прилагательным, отражающим ее состав (пример: песчаник алевритовый, алевролит песчанистый, гравелит алевропесчанистый).

Примеси в составе рыхлых пород вводятся в название породы уточняющим определением. Например, песок (алеврит) глинистый известковистый; суглинок заторфованный. В сцементированных породах присутствующее в них углефицированное вещество упоминается в названии породы определением, глинистое и карбонатное вещество выделяется отдельно названием цемента. Например, алевролит углистый с карбонатно-глинистым цементом.

3.2. Обломочные горные породы вулканогенно-осадочного происхождения

Структуры и текстуры вулканогенно-осадочных пород характеризуются аналогично таковым в обычных собственно-осадочных породах.

Среди вулканогенно-осадочных пород в зависимости от размера обломков, степени цементации породы и относительного количества пирокластического и обычного обломочного материала в составе выделяют ряд разновидностей (табл. 2).

Таблица 2

Классификация обломочных пород вулканогенно-осадочного происхождения

Размер обломков, мм	Пирокластические породы (пирокластический материал $\geq 90\%$)		Осадочно-пирокластические породы (пирокластический материал 50-90 %)	
	рыхлые	сцементированные	рыхлые	сцементированные
10-100	вулканический щебень	туф грубообломочный	туффитовый агломерат	туффит агломератовый
2-10	вулканический гравий	туф гравийный	туффитовый гравий	туффит гравийный
0,1-2	вулканический песок	туф песчаный	туффитовый песок	туффит песчаный
<0,1	вулканический пепел	туф алевроитовый	туффитовый алевроит	туффит алевроитовый

Примечание: Вулканические туфы обычно имеют пористое сложение, красные, бурые и черные тона окраски. В строении породы часто обнаруживаются остроугольные и каплевидные включения вулканических камешков – лапиллей.

4. МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ К ОПИСАНИЮ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Глинистые породы слагаются глинистыми минералами обычно размером $<0,005$ мм и обломочными зернами размером $<0,01$ мм.

Структура глинистых пород носит название **пелитовой** (глинистой), при наличии алевритовой примеси – алевропелитовой.

Текстура глинистых пород различается в зависимости от степени однородности, проявления слоистости и наличия включений:

1. По степени однородности выделяются текстуры:

- 1) **однородная;**
- 2) **неоднородная:**
 - а) **пятнистая;**
 - б) **полосчатая;**
 - в) **конкреционная.**

Последняя характеризуется наличием конкреционных включений сидерита или фосфорита, нарушающих однородность породы. Конкреции располагаются либо послойно, либо беспорядочно.

2. По характеру проявления слоистости среди глинистых пород имеют место **неслоистая, горизонтальнослоистая** и реже **волнистослоистая** текстуры.

Неслоистая пятнистая текстура обычно наблюдается в глинистых толщах кор выветривания. Горизонтальнослоистая (явная или неотчетливо выраженная) характерна глубоководным отложениям озер и морей.

Наиболее распространенными **минералами глинистых пород** являются **каолинит, гидрослюды и монтмориллонит**. В глинистых породах, кроме того, нередко устанавливается примесь тончайших обломочных зерен кварца и полевого шпата, а также карбонатный, торфяно-растительный и углистый материал. Точная диагностика каолинита, гидрослюд и

монтмориллонита без физических методов исследования невозможна. Каолинит обычно белого цвета «сухой» на ощупь, малопластичен, гигроскопичен (прилипает к языку). Гидрослюдистые минералы обнаруживаются в землистых массах желто-зеленой, серой и охристо-желтой окраски. Монтмориллонит белый, желтовато-зеленый, жирный на ощупь, иногда восковидный.

В уплотненных (литифицированных) породах – аргиллитах – состав глинистых минералов на стадиях катагенеза и метагенеза последовательно изменяется (см. разделы: «Литогенез», «Метагенез»). Породы при этом утрачивают признаки, свойственные глинистым породам (размокаемость, гидрофильность), взамен приобретая свойства скальных грунтов.

В угленосной толще Кузбасса в минеральном составе глинистых пород преобладают гидрослюды. В некоторых районах (пос. Крапивино) обнаружены монтмориллонитовые глинистые породы, образовавшиеся при выветривании вулканического пепла на месте залегания.

Глинистые породы классифицируются по степени окаменения и минеральному составу. Рыхлые размокающие в воде представители глинистых пород называются **глинами**, не размокающие в воде камнеподобные породы выделяют под названием **аргиллиты**. Аргиллиты черного цвета с высоким содержанием (25-40 %) углистого материала называют углистыми аргиллитами.

Глины и аргиллиты связаны постепенными переходами, и надежное разграничение их может быть выполнено только на основании изучения физико-механических свойств методами исследования, принятыми в инженерной петрографии. В частности, рубежные аргиллиты характеризуются низкой естественной влажностью (менее 15 %) и в отличие от глин обнаруживают временное сопротивление сжатию, измеряемое десятками единицами МПа.

2) точка 2: порода нецементированная – песок алевроглинистый; порода цементированная – песчаник алевроитовый с глинистым цементом;

3) точка 3: порода нецементированная – глина алевроитовая; порода цементированная – аргиллит алевроитовый.

6. ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

6.1. Обломочные горные породы

Нецементированные разновидности пород псефитовой и псаммитовой размерности используются в строительстве в качестве наполнителя к бетонам, штукатурным смесям, асфальтам. Песчаные породы применяют при изготовлении стекла, в металлургии в качестве формовочного материала, в дорожном строительстве.

Цементированные породы с карбонатным и кремнистым цементом находят применение в качестве бутового камня, материала для отсыпки дорожных покрытий.

С песчано-гравийными породами пляжных отложений озер и морей и отложений речных русел связаны россыпные современные и древние месторождения драгоценных камней, золота, вольфрама, олова, титана, циркония, редких земель.

6.2. Глинистые горные породы

Применение глин определяется прежде всего их составом. Гидрослюдистые глины используются в производстве цемента как сырье для гончарной и кирпичной промышленности, каолиновые глины применяются как огнеупорный материал, сырье для фаянсовой и фарфоровой промышленности, в качестве наполнителей в резиновом и бумажном производстве. Монтмориллонитовые глины применяют как адсорбент при очистке пищевых продуктов и минеральных масел и для получения высококачественных буровых растворов. Глинистые минералы кор выветривания ультраосновных пород никеленосны, используются в качестве руды на никель. Из аргиллитов находят применение только слаболитифицированные разновидности в аналогичных направлениях.

7. МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ К ОПИСАНИЮ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОРОД ХИМИЧЕСКОГО И БИОХИМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Породы химического происхождения в составе пород данной группы образуются из осадков при коагуляции коллоидных растворов и в результате обменных химических реакций, а также осаждаются из растворов вследствие их пересыщения. Некоторые из них формируются при участии биологических посредников, но впоследствии при диагенезе утрачивают признаки биологического участия в своём образовании (руды железа, марганца, фосфориты, опоки и др.). **Органогенные** горные породы состоят из ископаемых остатков растений и животных с примесью обломочно-глинистого материала и вещества химического происхождения (торф, органогенные известняки и др.).

Химические и биохимические породы - продукты химической осадочной дифференциации, поэтому за основу классифицирования данных пород принят их химический состав. По химическому составу выделяют следующие подгруппы пород: карбонатно-глинистые, карбонатные, кремнистые, фосфатные, аллитовые (глиноземистые), железистые, марганцовистые, галогенные (эвапориты), каустобиолиты.

Методические рекомендации к описанию каустобиолитов (горючих горных пород) приведены отдельно.

В составе подгрупп породы химического и биохимического происхождения подразделяют, принимая во внимание особенности минерального состава, строение пород, условия образования (генезис).

1. Структуры пород

1.1. Структуры пород химического происхождения

При характеристике структур пород химического происхождения учитывают степень раскристаллизации вещества породы, размер зерен раскристаллизованной части или всего агрегата полнокристаллической породы и относительную разницу в размере кристаллических зерен.

Кроме того в качестве структуры - слагающих образований выделяют некоторые минеральные агрегаты, входящие в состав пород в качестве самостоятельных неделимых частиц (глобули, оолиты, пизолиты).

1.1.1. По степени раскристаллизации различают:

1) **колломорфную** (гелеподобную) структуру когда порода состоит из аморфного (некристаллического) вещества или частично раскристаллизованного коллоидально-зернистого агрегата с размером частиц менее 0,0001 мм;

2) кристаллическизернистую структуру по размеру кристаллических зерен выделяют:

- грубозернистую структуру - более 1 мм,
- крупнозернистую структуру - 0,5-1 мм,
- среднезернистую структуру - 0,1- 0,5 мм,
- мелкозернистую структуру - 0,01- 0,1 мм,
- микрозернистую структуру - 0,001- 0,01 мм.

Макроскопически (без микроскопа) может быть установлена кристаллическизернистая структура с размером частиц более 0,1 мм.

Аморфные, коллоидально-зернистые и микрозернистые структуры при выполнении лабораторной работы укажите в отчете предположительно, руководствуясь описанием структур пород в учебнике и данном методическом руководстве. Структуру заведомо зернистых агрегатов, но с зернами неразличимыми невооруженным глазом, следует называть **скрытозернистой**.

1.1.2 По относительной разнице в размере зерен различают равномерно- и неравномернозернистую структуры.

1.1.3. По признаку участия в строении пород агрегативных неделимых частиц выделяют:

1) глобулярную структуру, обнаруживаемую только под микроскопом и представляющую собой шаровидные частицы аморфного и коллоидально-зернистого строения;

2) оолитовую структуру, характеризующуюся минеральными новообразованиями шаровидной или эллипсоидальной формы концентрически-зонального строения размером от долей мм до 1-2 мм. Отдельные зоны оолитов слагаются либо разными

минералами, либо одним минералом в различной степени уплотнения и представлены колломорфным и кристаллическизернистым веществом;

3) пизолитовую структуру, отличающуюся от оолитовой размером частиц (до 10 – 20 мм), а также наряду с концентрически-зональным и однородным строением.

1.2. Структуры пород органического происхождения

В рассматриваемых породах ископаемые биологические остатки, как правило, принимают в составе породы долевое участие, реже слагают породы почти целиком, при этом для обозначения структуры органической части пород используются следующие термины:

1) **биоморфная** структура, выделяемая в породах, сложенных цельными нераздробленными ископаемыми остатками фауны и флоры;

2) **органично-детритовая** структура - при участии в составе породы раздробленных остатков окаменелостей.

1.3. Структуры пород смешанного происхождения

Для обозначения структур пород, сложенных хемогенным, органическим и обломочно-глинистым веществом, используют составные названия структур, при этом учитывают количественную сторону вхождения слагающих породу компонентов.

Примеры: зернисто-биоморфная, биоморфно-пелитовая и др. структуры.

2. Текстуры пород

2.1. Текстуры пород химического происхождения

2.1.1. По характеру проявления слоистости выделяются:

- 1) неслоистая (массивная) текстура,
- 2) горизонтально- и косослоистая текстуры.

2.1.2. По степени однородности различают

- 1) однородную текстуру,

2) неоднородные текстуры.

Среди неоднородных текстур выделяются пятнистая, полосчатая, а также некоторые текстуры, свойственные только хемогенным породам:

- а) конкреционная текстура. Неоднородность породам придают конкреционные стяжения шаровидной или линзовидной формы, в свою очередь имеющие радиально-лучистое или однородное строение. Размеры конкреций составляют сантиметры - десятки сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Конкреции обычно представлены сидеритом или осадочным апатитом фосфоритов;
- б) нодулярная текстура, выражающаяся в наличии в горной породе узловидных стяжений на фоне однородной основной массы. Текстура характерна для гипсовых пород;
- в) натечная текстура (почковидная, гроздевидная, сталактитовая и др.).

2.1.3. По степени плотности упаковки объема породы минеральной массой устанавливают:

- 1) компактную (плотную) текстуру,
- 2) пористую текстуру,
- 3) ячеистую текстуру,
- 4) кавернозную текстуру,
- 5) жеодовую текстуру.

Последняя представляет собой агрегат пустотелых внутри образований - жеод со стенками зонального строения. Внутренняя полость жеод имеет обычно натечное строение, реже покрыта кристаллическими корочками или щетками.

2.2. Текстуры пород органогенного происхождения

В породах органогенного происхождения устанавливаются неслоистые или горизонтальнослоистые, однородные или пятнистые, плотные или пористые текстуры.

3. Минеральный состав

В составе пород химического и биохимического происхождения участвуют преимущественно аутигенные, т.е. образовавшиеся на месте в осадке или в породе минералы. В основном они представлены простыми химическими соединениями - гидрооксидами, оксидами, солями. В качестве примеси в породах могут присутствовать аллотигенные минералы и обломки пород, поступившие в седиментационный бассейн с суши. Наиболее распространенные минералы пород химической и биохимической природы, их свойства представлены в табл. 3.

4. Краткая характеристика пород химического и биохимического происхождения

4.1. Подгруппа карбонатно-глинистых пород

Из состава пород подгруппы особое значение имеет порода, называемая **мергелем**.

Мергель состоит из кальцита (25-75%) и глинистой составляющей (75-25%), обычно представленной гидрослюдами.

Структуры породы зернисто-пелитовые и биоморфно-пелитовые. Текстуры неслоистые, иногда горизонтальнослоистые, однородные, пятнистые, компактные, реже пористые. Цвет белый, серый, иногда сургучно-красный.

Условия образования. Мергели формируются в составе морских и озерных карбонатно-глинистых илов.

Применение. Мергели используют в качестве сырья для производства цемента.

Диагностические свойства породообразующих минералов важнейших пород
химического и биохимического происхождения

Название минерала	Форма зерен, агрегаты, структурно-текстурные особенности	Цвет	Цвет черты	Блеск	Спайность	Твердость	Особые свойства и признаки
Гидраргиллит	Колломорфные скрытокристаллическизернистые, сплошные массы, основная масса оолитовых бокситов	Белый, буровато-желтый, красный	-	Матовый, восковый	-	2,5	Обнаруживается в бокситах
Диаспор	Основная масса оолитовых бокситов, оолиты	Буровато-красный, желтый	-	матовый	-	6,5	Обнаруживается в бокситах
Гематит	Оолиты, дисперсная примесь в породах	Черный, вишнево-красный	Вишнево-красный	Матовый, стеклянный, металлический	-	5,5 -6	Обнаруживается в оолитах бокситов, в дисперсном состоянии в основной массе бокситов
Лимонит	Колломорфные, кристаллически зернистые, оолитовые, натечные, жеодовые	Буровато-желтый, бурый	Охристо-желтый	Матовый, стеклянный, полуметаллический	-	1-4,5	
Псило-мелан	Аналогичные агрегатам лимонита	черный	черный	Матовый, полуметаллический	-	1-6	

Окончание табл.1

Кальцит	Кристаллически-зернистые, натечные, биоморфные	Белый	-	Стеклянный	В 3-х направлениях по ромбоэдру, совершенная	3	Вскипает с HCl
Доломит	Кристаллически-зернистые	Белый, розовый	-	Стеклянный	В 3-х направлениях по ромбоэдру, совершенная	3,5	Вскипает с HCl в порошке
Апатит	Кристаллически-зернистые, колломорфные	Буровато-серый	-	Матовый, стеклянный	Несовершенная	5	Обнаруживается в виде желваков и радиально-лучистых конкреций
Опал	Колломорфные, биоморфные, землистые	Белый, светло-серый	-	Матовый, восковой	-	5,5	Слагает пористые кремнистые породы: диатомиты, опоки
Халцедон	Скрытокристаллические в сплошных массах	Красный, бурый, зеленый и др. окраски, пятнистый	-	Матовый, восковой	Несовершенная	6,5-7	
Гипс	Кристаллически-зернистые, скрытозернист.	Белый	-	Стеклянный	Совершенная	2	
Галит	Кристаллически-зернистые	Бесцветный, белый, серый	-	Стеклянный	Совершенная по кубу	2,5	Растворим в воде, соленый на вкус
Сильвин	Кристаллически-зернистые	Бесцветный, серый, красный, пестрый	-	Стеклянный	Совершенная по кубу	2,5	Растворим в воде, горько-соленый на вкус

4.2. Подгруппа карбонатных пород

В зависимости от относительного содержания породообразующих минералов - кальцита и доломита - выделяются основные представители пород - известняки и доломиты.

Известняки. Структурно-морфологические типы известняков: органогенные, хемогенные и др. Некоторые разновидности органогенных известняков имеют собственные названия: мел - пористая порода белого цвета, сложенная остатками микроорганизмов; ракушечник – порода, состоящая из раковин или обломков раковин, скрепленных примесью кристаллически-зернистого кальцита.

Состав известняков: кальцит (более 50%), доломит (0-50%), обломочная примесь (менее 5%), глинистая примесь (менее 25%), иногда битумное вещество.

Структуры пород: биоморфные, биоморфно-детритовые, биоморфно-зернистые, зернистые, оолитовые. Текстуры: неслоистые, иногда горизонтальнослоистые, однородные, неоднородные, плотные, пористые.

Условия образования. Накоплению карбонатных отложений способствует теплый климат. В условиях гумидного климата в прибрежной части морей и озер накапливались органогенные известняки, аридного климата - оолитовые. Скрытозернистые и глинистые известняки - продукты преобразования карбонатных и глинисто-карбонатных илов.

Применение. Известняки используются в качестве флюса в металлургии, сырьем в производстве цемента, извести, находят применение в химической и стекольной промышленности, как бутовый камень в строительстве, применяются для нейтрализации кислых почв. Мел используется в строительстве и как писчий мел. Ракушечники являются хорошим декоративно-отделочным материалом.

Доломиты. Доломиты сложены минералом доломитом (более 50 %), могут содержать примесь кальцита, обломочно-глинистого материала.

Структуры доломитов кристаллическизернистые. Текстуры: неслоистые, однородные и неоднородные, плотные, иногда по-

ристые.

Условия образования. Признаются несколько способов образования доломитов в природе: а) химическое осаждение в засоленных заливах и лагунах в условиях аридного климата, б) доломитизация известкового осадка в процессе диагенеза, в) эпигенетическая доломитизация известняков.

Применение. Доломиты используют для производства металлического магния, огнеупорных материалов, цемента, стекла и в керамической промышленности.

4.3. Подгруппа кремнистых пород

Классификация кремнистых пород основана на минеральном составе, различают опаловые и кварц-халцедоновые породы.

4.3.1. Опаловые породы

Наиболее распространенными породами опалового состава являются диатомиты и опоки.

Диатомиты - белые или светлоокрашенные очень легкие породы (плотность диатомитов $0,2-1,0 \text{ г/см}^3$), состоящие из опаловых панцирей диатомовых водорослей. Структуры биоморфные, текстуры неслоистые и горизонтальнослоистые, однородные полосчатые, пятнистые, пористые. Породы похожи на мел и каолиновые глины. От мела диатомит отличается отсутствием вскипания при нанесении на образец капли соляной кислоты, от каолиновых глин - низкой плотностью.

Опоки - относительно плотные и твердые (ноготь не оставляет черту), белые, серые, желтовато-серые, легкие породы (плотность опок $1,0-1,6 \text{ г/см}^3$). Структуры глобулярные, биоморфно-глобулярные. Глобули - микроскопического размера шаровидные иногда угловатые тела, состоящие из колломорфного опала. Текстуры неслоистые, однородные, пятнистые, плотные или тонкопористые. Похожи на алевролиты, от которых отличаются малой плотностью.

Условия образования. Диатомиты образуются из органических кремнистых илов озерного и морского происхождения. Происхождение опок точно не установлено. Полагают, что они представляют собой измененные диатомиты или отлагались в ре-

зультате коагуляции коллоидных растворов.

Применение. Диатомиты и опоки используются в качестве тепло- и звукоизоляционных материалов, для очистки масел и нефтепродуктов, для производства огнеупорного кирпича - «ультралегковеса».

4.3.2. Кварц-халцедоновые породы

К кварц-халцедоновым породам относят образующие пластовые тела яшмы и встречающиеся достаточно редко в виде желваковых стяжений и конкреций **кремни**.

Яшмы - массивные плотные с раковистым изломом разнообразной чаще сургучно-красной окраски породы. Структуры скрытозернистые, текстуры неслоистые, неоднородные (пятнистые, полосчатые), плотные.

Условия образования. Яшмы промышленного значения формировались в составе глубоководных морских геосинклинальных отложений в осадочно-вулканогенных толщах.

Применение. Яшмы применяют в строительной, огнеупорной, поделочной промышленности, а также в качестве флюсующей добавки в металлургии.

4.4. Подгруппа фосфатных пород (фосфоритов)

К фосфоритам относят осадочные породы с содержанием P_2O_5 не менее 5%. Фосфатное вещество в них представлено главным образом фосфатом кальция в виде колломорфных выделений, цементирующих обломочно-глинистые частицы или образующих самостоятельные мелкие стяжения.

По условиям образования выделяют два типа фосфоритов: конкреционные и пластовые.

Конкреционные фосфориты формируются на обширном платформенном шельфе и представляют собой желваковые стяжения и конкреции фосфатного вещества в песчано-глинистых и карбонатных породах. Условием накопления богатых залежей являются периодическое обмеление бассейна и волноприбойная отмывка и сортировка осадка с образованием слоев, обогащенных конкрециями.

Пластовые фосфориты характерны для узкого шельфа, где

они залегают в основании трансгрессивных серий среди кремнисто-доломитовых или карбонатных пород. Фосфориты состоят из фосфатных зерен и оолитов, скрепленных фосфатно-карбонатным или фосфатно-кремнистым цементом.

Структуры фосфоритов колломорфные, пелито-колломорфные, оолитовые. Текстуры массивные плотные, конкреционные.

Условия образования. Рассмотренные типы фосфоритов являются шельфовыми морскими отложениями.

Согласно признанной хемогенной гипотезе фосфоритонакопления А.В. Казакова фосфор поступал в районы шельфа из глубин океана с восходящими холодными течениями, воды которых обогащены фосфором. По мере прогрева в шельфовой зоне воды теряли углекислый газ, поддерживающий фосфор в составе растворов, фосфор выпадал в придонные осадки. Последующая фиксация фосфора осуществлялась биологическими посредниками. На стадии диагенеза в осадках высвобожденный из погибшей органики фосфор перераспределялся в сгустки, оолиты, конкреции. В фосфатонакоплении существенное значение имел климатический фактор.

Фосфориты гумидных зон низкокачественные, преобладают конкреционные (желваковые) типы. Фосфатные породы всегда ассоциируются только с сероцветными породами. В месторождениях аридных поясов господствующее положение занимают пластовые высокопроцентные накопления зернистого или оолитового строения. Фосфатонакопление сочетается с доломитообразованием или накоплением кремнистых пород. Терригенные вмещающие породы нередко представлены красноцветными и пестроцветными толщами.

Для фосфоритовых месторождений характерна связь с определенными геологическими эпохами. Более 80% руд сосредоточено в отложениях трех эпох: поздний протерозой-кембрийской, пермской и поздний мел-палеогеновой. Существенные запасы отмечаются также в ордовикских и неогеновых толщах.

Применение. Фосфориты - сырье для производства фосфора и его соединений, необходимых сельскому хозяйству и промышленности. При переработке фосфоритовых руд попутно извлекают уран, редкие земли, стронций, бериллий.

4.5. Подгруппа аллитовых (глиноземистых) пород

К данной подгруппе относят остаточные (элювиальные) и осадочные высокоглинозёмистые породы: аллиты и бокситы.

Аллиты содержат минералы «свободного» глинозема: гиббсит, бёмит и диаспор; минералы железа: лимонит, гематит; примесь глинистых минералов, минералов титана, пирита, карбонатов. В породах оолитового (пизолитового) строения в оолитах обнаруживается магнетит, там же сосредоточена большая часть железистой составляющей породы.

Структуры пород колломорфные, скрытозернистые, оолитовые, пизолитовые, текстуры пятнистые, однородные, плотные, пористые, кавернозные. Окраски пород разнообразные, но чаще наблюдаются красно-коричневые цвета, обусловленные присутствием тонкодисперсного гематита.

Бокситы представляют собой разновидность аллитов, удовлетворяющую требованиям промышленности на алюминиевые руды. Согласно ГОСТ 972-74 высококачественные руды должны содержать не менее 50% Al_2O_3 при кремневом модуле (отношению Al_2O_3 к SiO_2) более 12 и низкокачественные - более 37% Al_2O_3 при кремневом модуле более 2.

В условиях тропического климата в корях выветривания латеритного профиля в верхних горизонтах образуются коричнево-красные породы латериты (латерос - кирпич), которые в случае преобладания глиноземистых минералов над минералами железа следует рассматривать разновидностью аллитов.

Условия образования. Бокситообразование - процесс, протекающий в условиях теплого (жаркого) влажного климата на континентах или в прибрежных зонах морских бассейнов.

По происхождению выделяют следующие типы бокситов:

1) осадочные бокситы - прибрежно-морские в карбонатных толщах, приурочены к закарстованным поверхностям перерывов осадконакопления. Месторождения известны в составе отложений верхнего протерозоя, среднего - позднего девона, бокситоносны верхнепалеозойские и мезозойские толщи;

2) осадочные бокситы платформенного типа - озерные, озерно-болотные, долинные в составе каолиново-глинистых регрес-

сивных частей осадочных серий, иногда завершившихся непромышленной угленосностью, а также пролювиально-делювиальные отложения в депрессиях на внутриконтинентальных закарстованных плато;

3) остаточные (элювиальные) бокситы, образующиеся при латеритном выветривании в условиях жаркого переменновлажного климата. Достоверные латеритные покровы известны начиная с конца мезозоя, максимум латеритного бокситообразования приходится на олигоцен-четвертичную эпоху в гумидных тропиках земли, в отложениях которой заключено более 80% промышленных запасов мира.

Применение. Бокситы - основной источник промышленной добычи алюминия. Латериты в зависимости от химического состава используются как руды алюминия или железа, или находят применение в строительстве. При переработке бокситов попутно получают галлий.

4.6. Подгруппа железистых пород

Породы с повышенным содержанием железа представлены остаточными (элювиальными) и осадочными образованиями.

К остаточным породам относят латериты, среди которых выделяют два резко различных типа: 1) элювиальные образования на железистых кварцитах, 2) элювиальные покровы, развивающиеся на ультраосновных породах. Минеральный состав первых зависит от состава кварцитов и обычно представлен зернистым агрегатом и «сыпучкой» гематита и магнетита. Бурожелезняковые покровы на ультраосновных породах сложены охристыми землистыми или плотными лимонитами колломорфной структуры, пятнистой, плотной, пористой, ноздреватой или жеодовой текстуры. Латеритные железозносные формации образуются в условиях жаркого влажного климата.

Осадочные железистые породы в зависимости от места образования включают **бурые железняки** озерного или болотного происхождения в виде стяжений, мелких линз, цементов колломорфного лимонита, конкреции и линзовидные стяжения скрытозернистого **сидерита** в озерно-болотных глинистых толщах и **оолитовые железные руды**.

Оолитовые железняки являются одним из наиболее распространенных типов осадочных железных руд в фанерозое. До мезозоя оолитовые руды формировались в прибрежных частях морей и имели преимущественно гематитовый состав, в начале мезозоя наблюдается локализация руд в лагунах в виде оолитов лимонитового или лимонит-железистохлоритового состава с сидеритовым или железистохлоритовым цементом. В последующем в палеогене руды преимущественно лимонитового состава формировались в дельтах и руслах рек.

Структуры оолитовых железняков колломорфные, оолитовые скрытозернистые, текстуры неслоистые, горизонтально- и косослоистые, плотные, пористые, иногда сыпучие «маковые» руды.

Условия образования. Осадочное железнакопление характерно для регионов с гумидным климатом. Поступающие с суши коллоидные растворы коагулируют в зоне соприкосновения пресных речных и соленых морских вод, в морских и болотно-озерных обстановках, железо фиксируется также в составе железистых бактерий. В озерно-болотных толщах для формирования руд существенное значение имеет позднедиагенетическое перераспределение железа в стяжения и конкреции, в накоплении богатых оолитовых руд концентрирующим фактором являются волноприбойная и потоковая отмывка и сортировка возникающих в верхнем слое осадка оолитовых образований.

Применение. Промышленно разрабатываются остаточные и осадочные оолитовые месторождения железных руд.

4.7. Подгруппа марганцовистых пород

Понятие «марганцовистая порода» весьма неопределенно. К данной подгруппе относят породы, содержащие первые проценты марганца независимо от формы вхождения.

Промышленную ценность как руды представляют марганцовистые породы, в состав которых входят гидрооксиды и оксиды марганца (псиломелан, пиролюзит и др.), а также карбонаты марганца (родохрозит). Силикаты марганца не имеют промышленного значения.

Оксидные породы характеризуются колломорфной или ооли-

товой структурой, неслоистой неоднородной, плотной, пористой, ячеистой, жеодовой текстурами.

Карбонатные породы - скрытозернистые, имеют однородные или пятнистые плотные текстуры.

Условия образования. Марганцовистые породы накапливались в корях выветривания марганецсодержащих пород и формировались осадочным путем в прибрежных частях морей.

Породы остаточного происхождения состоят из оксидов и гидроксидов марганца, образуются в условиях теплого и жаркого влажного климата и расчлененного рельефа в виде кор выветривания по первичным обогащенным марганцем карбонатным и силикатным породам (марганцевые «шляпы»).

Осадочные марганцовистые породы характерны для обстановок морского осадконакопления и формировались в составе трех формаций.

1. Группа терригенных формаций в обломочно-глинистых толщах с опоками и мергелями в прибрежных фациях внутриконтинентальных морей. Максимально рудоносны нижние трансгрессивные части осадочных серий. Осадконакопление осуществлялось в условиях полуаридного (?) климата. Богатые оксидные руды тяготеют к древней береговой линии, замещаясь вглубь бассейна карбонатными марганцовистыми породами. Эпохи накопления: поздний протерозой-раннекембрийская, позднедевонская, пермская, палеогеновая.

2. Группа карбонатных формаций в краевых частях морских бассейнов в условиях беспокойного тектонического режима формирования. Марганценозные толщи обычно несут признаки аридных обстановок, полипородны (кремнисто-глинисто-битумно-карбонатные породы), ограниченно содержат вулканогенный материал. Марганецсодержащие осадки накапливались вслед за вулканической деятельностью в виде оксидных и карбонатных образований. Эпохи рудонакопления: поздний протерозой-раннекембрийская, позднедевонская, каменноугольная.

3. Группа кремнистых формаций в кремнистых отложениях морских бассейнов геосинклинальных прогибов, характеризующихся периодическим подводным вулканизмом.

Применение. Марганцовистые породы используются в качестве марганцевой руды, а также в химической, стекольной и ке-

рамической промышленности.

4.8. Подгруппа галогенных пород (эвапоритов)

К галогенным породам относят соляные горные породы, из которых наиболее распространенными являются **каменная соль**, состоящая из минерала галита, **сильвинит**, сложенная сильвином и галитом, и **сульфатные породы**, представленные **ангидритом** и **гипсом**.

Наряду с указанными минералами в состав соляных пород могут входить или даже главенствовать калий-магниевые минералы, а также примеси сульфатов, карбонатов. В сульфатных породах могут присутствовать сульфаты стронция и бария, карбонаты, борная минерализация. В качестве примеси в породах обнаруживается обломочно-глинистое вещество. Красная окраска минералов соляных пород вызвана присутствием в них микровключений и коллоидной примеси оксидов железа.

Структуры галогенных пород кристаллическизернистые (от скрытозернистых до гигантозернистых), равномерно- и неравномерно-зернистые. Текстуры массивные, горизонтальнослоистые, пятнистые, полосчатые, линзовидные, в сульфатных породах обнаруживаются узловатые и нодулярные текстуры. По плотности упаковки обычны плотноупакованные текстуры.

Условия образования. Галогенные породы - продукты аридного хемогенного осадконакопления, образующиеся путем кристаллизации из насыщенных растворов на дне усыхающих внутриконтинентальных морских бассейнов, лагун и соляных озер. Порядок кристаллизации солей из сложного раствора - рапы определяется законами растворимости. На ранней стадии выпадают карбонаты (кальцит, доломит), отложение сульфатов кальция начинается при повышении солености вод до 15-27 %, в случае продолжающегося выпаривания и повышения концентрации солей в бассейне начинается садка галита, а затем сильвина.

Залежи соляных пород известны во всех системах фанерозоя, кроме ордовика. Для накопления калийных солей особенно благоприятными были позднедевонская, пермская и позднеюрская эпохи. Максимальное отложение сульфатов кальция имело место в кембрии, перми, юре, палеозое и неогене.

С галогенными толщами связаны месторождения нефти и газа, залежи которых находятся обычно в присводовых частях купольных структур.

Применение. Каменная (поваренная) соль используется в быту и пищевой промышленности (до 65% добычи), служит исходным сырьем для получения натрий- и хлорсодержащих соединений.

Основным потребителем калийных солей (свыше 95% мировой добычи) является сельское хозяйство, остальная часть потребляется химической промышленностью.

Гипс и в меньшей мере ангидрит используются в производстве вяжущих материалов, различных цементов, строительного и формовочного гипса, в бумажном производстве, при получении серной кислоты, как удобрение и в качестве облицовочного и поделочного камня.

8. МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ К ОПИСАНИЮ ГОРЮЧИХ ГОРНЫХ ПОРОД (КАУСТОБИОЛИТОВ УГОЛЬНОГО РЯДА)

К горючим горным породам угольного ряда относят торф, ископаемые угли (бурый, каменный угли, антрацит) и горючие сланцы.

Выполняемая лабораторная работа имеет целью изучение ископаемых каменных углей.

По внешним признакам (без изучения под микроскопом и специальных исследований) **бурый уголь** устанавливается по буровато-черным и бурым окраскам, черте на фарфоровом бисквите с бурым оттенком, способности окрашивать раствор едкой щелочи в бурый цвет. **Каменный уголь** обладает черной или серо-черной окраской, обычно полосчатый, редко однородный с блестящей, полуматовой или матовой поверхностью, черной чертой, инертен к раствору едкой щелочи. **Антрацит** - однородный уголь черного цвета с серым или желтым оттенком, с ярким металловидным блеском, изломом всегда раковистым, серо-черной чертой.

Углеобразование начиналось с торфообразования на выровненных заболоченных участках континентов и приморских низменностей.

Технологические свойства углей зависят от состава исходного растительного материала, направленности первичных процессов преобразования органической массы и последующих процессов углефикации.

1. Процессы первичного углеобразования

В бассейнах торфонакопления в зависимости от режима условий (болота топяные, периодически осушаемые, проточные, непроточные и т.п.) реализуются процессы, продукты которых наследуются в компонентном составе углей и их технологических свойствах.

Выделяют следующие типы процессов торфо- и углеобразования (Ю.А. Жемчужников, А. И. Гинзбург, 1960).

Гелификация - превращение лигнинно-целлюлозных тканей растений в гель в анаэробных условиях (без доступа кислорода) в

застойных болотах с уровнем грунтовых вод выше торфяника. Гелификация осуществляется либо путем набухания тканей, либо диспергирования с переходом в золь. В первом случае сохраняется в разной степени первоначальная ботаническая структура, во втором образуется биологически бесструктурная масса. В процессах гелификации активную роль играют анаэробные микроорганизмы.

Фюзенизация - преобразование лигнинно-целлюлозных тканей, а также продуктов их первичной гелификации в окислительной среде при осушении торфяника с участием аэробных микроорганизмов. Внешне фюзенизация отмечается в почернении и обугливание растительного материала.

Элювиация - вынос образовавшихся при гелификации коллоидов проточными водами, приводящий к относительному обогащению преобразуемой растительной массы неподдающимися коллоидному и окислительному разложению остатками стойких частей растений (оболочки листьев - кутикула, споры, семена, смоляные тела), выделяемых под названием «липидные компоненты».

Иллювиация - привнос легкорастворимых гуминовых веществ в виде золь из верхних зон торфяника в нижележащие слои или по площади с током проточных вод. В результате иллювиации преобразуемая масса обогащается гелифицированным бесструктурным веществом.

Битуминизация - процесс анаэробного преобразования белково-углеводо-жирового комплекса низших растений и зоопланктона в сапротелевое вещество (сапротель - гниющий ил).

Указанные процессы могли происходить в одном и том же торфянике, в результате чего пласты углей характеризуются сложным петрографическим составом.

Образовавшийся торф подвергается дальнейшим процессам углефикации (относительного обогащения породы углеродом) под влиянием давления, температуры и геологического времени на этапах диагенеза, катагенеза и метагенеза (табл. 4).

Таблица 4

Соотношение стадий и процессов образования углей и вмещающих пород в угленосных формациях
(по В. В. Кирюкову, 1970, с некоторыми изменениями)

У г л и			Вмещающие породы, продукты превращения	Геологические этапы	Условия образования и превращения				
					Место	Время	Преобладающие процессы и действующие факторы		
Продукты преобразования исходного материала		Процессы преобразования	Стадии преобразования		Осадок	Биосфера	Тысячи, десятки тысяч лет	Биохимические, механические	
Торф как исходное образование		Гумификация (оторфенение)	Стадия торфа						
Ископаемый уголь	Бурый	Углекислотная	Б	О	Слаболитифицированные	Диогенез	Литосфера	Миллионы, десятки, сотни миллионов лет	Физико-химические (коллоидообразные и др.), геохимические Геохимические и физико-химические (геологические): температура, давление, газы
	Каменный		Д	І					
			Г	ІІ	Метаморфизованные	Метагенез			
Антрацит	Ж	ІІІ	ПА	Х					
	К	ІV			А				
ОС	V								
Т	VI								
	VII								
	VIII								

2. Петрографический состав углей

При петрографическом изучении ископаемых углей различают *макрокомпоненты* - элементарные составляющие углей, различимые невооруженным глазом (крупные фрагменты остатков растений), *микрокомпоненты* - составляющие угля, видимые только под микроскопом и играющие роль, аналогичную минералам осадочных пород, *литотипы (ингредиенты)*- сочетания макро- и микрокомпонентов, образующие отдельные слои и части угольных пластов.

2.1. Микрокомпоненты углей

Микрокомпоненты углей группы гумолитов, образовавшихся из высших растений (табл. 2), подразделяются на гелифицированные, фюзенизированные и липоидные микрокомпоненты.

Гелифицированные микрокомпоненты объединяют в группу **витринита**. В группе по степени сохранности ботанической структуры различают структурные гелифицированные компоненты - *телинит* - сохранившие в разной степени структуру растительной клетчатки, и бесструктурное гелифицированное вещество - *коллинит*. Содержание гелифицированного вещества является основным показателем при выделении петрографического типа угля.

Фюзенизированные микрокомпоненты (группа **инертинита**) представлены структурными остатками растительных тканей (*фюзинит*) и бесструктурным веществом (*микринит*) в разной степени фюзенизации. Под микроскопом в проходящем свете они характеризуются черными и буровато-черными окрасками в отличие от буровато-желтых, красных и оранжевых тонов окраски гелифицированных микрокомпонентов.

Липоидные микрокомпоненты (группа **лейптинита**) представлены стойкими к разложению элементами высших растений: оболочками спор, семенами, пылью, обрывками наружных защитных слоев листьев и побегов (кутикула), пробковыми тканями, смоляными телами.

Продукты изменения низших растений - одноклеточных водорослей в сапропелитах выделяются в отдельную группу **аль-**

гинита (альга - водоросль). Остатки, сохранившие растительную структуру, называют *альготелинитом*, бесструктурное вещество - *альгоколлинитом*.

2.2. Ингредиенты и литотипы углей – гумолитов

Невооруженным глазом, главным образом по степени блеска и другим признакам, выделяют следующие ингредиенты.

Витрен - наиболее блестящий черный хрупкий ингредиент, сложен гелифицированным веществом (90-100 %), преимущественно коллинитом, залегает в пластах углей в виде линзовидных прослоев мощностью от штрихов до десятков миллиметров.

Кларен - блестящий ингредиент, состоит из гелифицированного вещества (коллинита, телинита) в количестве 75-90 % и включений липоидных и фюзенизированных микрокомпонентов (10-25%).

Дюрено-кларен - полублестящая составная часть угля, в которой на долю гелифицированного вещества приходится 50-75 %, остальная масса представлена фюзинитом, микринитом и липоидными элементами.

Кларено-дюрен - полуматовый ингредиент, более плотный и вязкий, чем кларен и дюрено-кларен. Микрокомпоненты группы витринита имеют подчиненное значение (25-50%). Основная масса представлена фюзинитом, липоидными компонентами, частично микринитом.

Дюрен - матовый плотный и вязкий ингредиент, излом неровный, занозистый. Гелифицированное вещество в составе дюрена составляет 10-25%, компоненты групп инертинита и лейптинита входят в количестве 75-90% с меняющимся соотношением долевого участия.

Фюзен характеризуется волокнистостью и матовым шелковистым блеском, залегает в виде линз или примазок на плоскостях наслоения. Каждое такое включение представляет единый растительный фрагмент. Фюзен напоминает обычный древесный уголь. Под микроскопом в фюзене устанавливаются черные клеточные стенки, внутри полые или минерализованные. По трещинам и внутри клеток может присутствовать гелифицированное вещество (менее 10%).

Дюрен, кларен и переходные ингредиенты слагают пласты целиком или их части. Витрен и фюзен обнаруживаются в резко подчиненном количестве.

Как самостоятельные литотипы, формирующие название петрографического типа угля, перечисленные ингредиенты рассматриваются только при определенной мощности слоев, а именно:

- витрен, фюзен более 3 мм,
- дюрен, кларен и переходные ингредиенты более 10 мм.

При мощности менее указанной ингредиенты фигурируют в названии в качестве включений, прослоев.

При определении принадлежности угля к тому или другому литотипу принимают во внимание степень его метаморфизма, так как при увеличении последнего блеск угля непрерывно возрастает. Один и тот же литотип на стадии бурых, каменных и антрацитовых углей характеризуется весьма различным блеском. В связи с этим блеск образца угля, а следовательно, и принадлежность его к определенному литотипу устанавливают путем сравнения с блеском заключенных в нем прослоев и линз витрена, - его наиболее однородной и блестящей составной части. Если суммарный блеск угля мало отличается от блеска витрена, то такой уголь относится к блестящему литотипу - кларену. Наименьший блеск имеет фюзен, к которому приближается по этому признаку матовый литотип угля - дюрен. Поэтому при макроскопическом петрографическом исследовании углей в первую очередь выявляют наличие в них литотипов простого состава - витрена и фюзена. Полублестящий и полуматовый литотипы угля - дюрено-кларен и кларено-дюрен - по блеску занимают промежуточное положение между клареном и дюреном.

В процессе метаморфизма угля увеличивается не только интенсивность блеска (точнее - отражательная способность витрена), но и его характер. У бурого угля блеск витрена тусклый или смоляной. У каменного он изменяется от жирного до сухого стеклянного. Антрацитам присущ металлический блеск.

Подтипы углей принято выделять на основании изучения препаратов углей под микроскопом по преобладающей в количественном отношении части форменных элементов (гелифицированная или фюзенизированная клетчатка, липоидные компо-

ненты). Без микроскопического изучения можно установить только петрографический тип угля на основании изучения его макроструктуры и макротекстуры.

2.3. Макроструктуры углей

В отличие от структур минеральных горных пород в практике углепетрографии понятие «структура угля» характеризуется прежде всего компонентным составом (микрокомпоненты, ингредиенты, литотипы), а также формой и размером микро- и макрокомпонентов. Различают соответственно микро- и макроструктуру.

Макроструктуру называют по названию слагающей породу литотипа. Если их несколько, то указывается комплексная структура с учетом количественной стороны вхождения. Ингредиенты с мощностью слоев менее необходимой для рассматривания их в качестве литотипов указываются как соподчиненная структура.

Пример описания макроструктуры.

В породе установлены: витрен в параллельно расположенных слоях от штрихов до линзовидных прослоев мощностью 2 мм, кларен в слоях мощностью 10-17 мм (30%), кларено-дюрен в слоях мощностью 15-20 мм (70%). Макроструктура породы дюреновая и клареновая (преобладает дюреновая) с штриховыми и линзовидными включениями витрена.

2.4. Макротекстура углей

Текстура применительно к углям отражает изменчивость среды накопления. Подобно структурам различают микро- и макротекстуры.

В описании текстуры используются взаимопроникающие понятия: полосчатость (штрихи, линзы, полосы) по мощности и форме слоев и слоистость (горизонтальная, волнистая, косая) по залеганию слоев. Отсутствие слоистости в однородных породах отмечается как массивная текстура.

Рекомендуется (Ю.А. Жемчужников, А.И. Гинзбург, 1958) выделять однородные угли, состоящие только из одного ингредиента–литотипа, и неоднородные полосчатые и комплексно-полосчатые угли.

Первые сложены одним литотипом с включениями и линзами витрена или фюзена. Вторые представляют собой чередование двух-трех литотипов с включениями витрена или фюзена, при этом необходимо помнить, что слойки витрена мощностью более 3 мм выделяют в самостоятельный литотип.

В зависимости от мощности и формы включений (ингредиентов) неоднородные (полосчатые и комплексно-полосчатые) угли разделяются на:

- а) штриховатые (мощность включений линз до 1 мм),
- б) тонкополосчатые (от 1 до 3 мм),
- в) среднеполосчатые (от 3 до 7 мм),
- г) грубополосчатые (более 7 мм).

Средне- и грубополосчатые выделяются, если включения представлены уже не витреном и фюзеном, а клареном, дюреном или переходными ингредиентами. Если слойки по форме линзовидны (выклиниваются даже в небольших штуфах), текстуру следует называть линзовидно-полосчатой.

Пример описания макротекстуры

Макротекстура породы, рассмотренной в предыдущем разделе, горизонтальнослоистая неоднородная комплексно-полосчатая с штриховатыми и тонколинзовидно-полосчатыми включениями.

2.5. Вещественный состав углей

Состав органической части угля охарактеризуйте предположительно, зная, какие микрокомпоненты и в какой пропорции содержатся в выделяемых макроскопически ингредиентах.

Основную массу минеральной примеси составляют глинистые минералы (гидрослюды, каолинит), сульфиды железа (пирит), кварц, карбонаты кальция и железа. Выполняя работу, укажите в отчете видимые минеральные примеси, если таковые имеются.

3. Генетическая классификация углей

Классификация учитывает состав исходного растительного материала и условия его преобразования в начальную стадию (табл. 5).

По составу исходного материала угли согласно генетической классификации подразделяются на три группы: **гумолиты**, **сапропелиты** и переходные **сапрогумолиты**. Из практики известно, что сапропелиты - редко наблюдаемая группа углей, основная их масса представлена гумолитами, т.е. углями, сформировавшимися из остатков высших растений.

С ростом степени углефикации различия в компонентном составе углей утрачиваются и установить положение углей антрацитовой стадии в генетической классификации достаточно сложно.

Выполняя лабораторную работу, установите ингредиентный состав характеризуемого образца угля, мощность слоев ингредиентов и процентное содержание от массы угля, выделите литотипы и подчиненные прослои, опишите макроструктуру и макротекстуру, предполагаемый микрокомпонентный состав органики, исходя из известного состава ингредиентов, состав видимых минеральных примесей, укажите петрографическое название (тип) угля. Форма и примеры описания углей при выполнении лабораторной работы, а также образец оформления титульного листа приведены в прил. 2 и 4.

На основании установленных признаков, пользуясь табл. 5, определите классификационное положение угля в генетической классификации, фациальные условия накопления торфяной массы.

Далее необходимо приступить к определению марочной принадлежности угля.

Таблица 5

Генетическая классификация ископаемых углей
(по Ю. А. Жемчужникову, А. И. Гинзбург, 1960.
Дополнения В. В. Кирюкова, 1970)

Группа	Исходный материал	Класс, под-класс	Остатки растений, сохранившиеся в угле, и продукты их изменения	Среда отложения и накопления (фация)		
Гумолиты	Высшие растения (древесные, кустарниковые, травяные и др)	Гумиты	Гелитолиты	Гелефицированные остатки растительных тканей: сохранившие структуру и бесструктурные, бесструктурное гелефицированное вещество	Низинное или верховое торфяное болото	Топяное болото с постоянным высоким уровнем воды
			Фюзенолиты	Фюзенизированные остатки растительных тканей сохранившие структуру и бесструктурные, бесструктурное фюзенизированное вещество		Периодические и весьма длительные понижения уровня болотных вод, проточные болота и их участки
			Микстолиты	Агрегат гелефицированных и фюзенизированных растительных тканей, липоидных компонентов и др.		Характер обводнения переменный. Сезонные колебания уровня болотных вод
			Липоидолиты	Кутикула, споры, смоляные тела суперинизированные коровые ткани, гелефицированное и фюзенизированное вещество	Изолированные и проточные низинные болота	
		Липтобиолиты	Кутикула, суперинизированные коровые ткани, смола, споры, гелефицированное вещество	Проточное низинное болото		
Сапрогумолиты	Высшие и низшие растения	Сапрогумитолиты	Остатки водорослей в гумусовой или смешанной основной массе, остатки растительных тканей, споры, кутикулы	Низинное застойное торфяное болото с открытым водным зеркалом (озеро, лагуна)		
		Гумитосапропелиты				
Сапропелиты	Низшие растения (водоросли и др)	Собственно сапропелиты	Преимущественно продукты превращения водорослей	Озеро (открытый водоем в болоте) пресное или соленое, лагуна		

4. Промышленно-генетическая классификация углей

Промышленные классификации учитывают требования потребителей к качеству и технологическим свойствам углей. Основа нормирования качества углей - их марочная принадлежность. Понятие «марка угля» - условное название или буквенное и цифровое обозначение угля с определенным унифицированным набором свойств.

С 01.01.90 введена в действие единая промышленно-генетическая классификация неокисленных ископаемых углей (ГОСТ 25543 - 88), предусматривающая их подразделение:

по видам - на бурые, каменные, антрациты;

по генетическим параметрам - на классы, категории, типы и под-типы;

по технологическим параметрам - на марки, группы и подгруппы (группы и подгруппы выделены не в каждой марке).

Данная лабораторная работа ориентирована на изучение каменных углей, поэтому далее приведен список важнейших параметров с краткой характеристикой методики их определения, применяемых в классифицировании каменных углей или определяющих направление их использования.

1. Средний показатель отражения витринита R_o , %.

Показатель отражательной способности выражается отношением интенсивности света, отраженного от полированной поверхности угля, к интенсивности света, вертикально падающего на эту поверхность, в процентах. Для его определения используется фотоэлектрический метод. Отражательная способность является показателем стадии углефикации (метаморфизма угля).

2. Среднее суммарное содержание фюзенизированных отощающих компонентов ΣOK , %.

Устанавливается прямым подсчетом под микроскопом по равномерной сетке наблюдений.

3. Показатели качества, устанавливаемые техническим анализом.

3.1. Выход летучих веществ на сухое беззольное состояние V^{daf} , %.

Устанавливается путем прокаливания высушенной при $110^\circ C$ пробы в тигле, закрытом крышкой, при температуре нагрева $850 \pm 10^\circ C$ в течение семи минут.

Другие данные технического анализа не используются непосредственно для определения марки угля, но имеют значение при определении направления использования угля.

3.2. Влажность угля W , %. Определяется **внешняя влага**, удаляемая из угля высушиванием при комнатной температуре

$$W_{ex} = \frac{m_{ест} - m_{20\pm 5^{\circ}C}}{m_{20\pm 5^{\circ}C}} \cdot 100\%$$

где $m_{ест}$ – масса пробы угля в естественном состоянии, г;
 $m_{20\pm 5^{\circ}C}$ – масса пробы угля, высушенного при комнатной температуре до постоянного веса, г.

Влага воздушно-сухого угля определяется высушиванием пробы при температуре 105 – 110° С:

$$W_h = \frac{m_{20\pm 5^{\circ}C} - m_{105-110^{\circ}C}}{m_{105-110^{\circ}C}} \cdot 100\%$$

где $m_{105-110^{\circ}C}$ – масса пробы угля, высушенного при температуре 105 – 110° С до постоянного веса, г. Суммарная величина внешней влаги и влаги воздушно-сухого топлива составляют **общую влагу W_t , %**.

3.3. Зольность угля A^d , %. Отношение массы золы к массе пробы угля с предварительно удаленной общей влагой. Зольность устанавливается выжиганием пробы при свободном доступе кислорода с нагревом до $815 \pm 15^{\circ}C$.

3.4. Теплота сгорания топлива Q , МДж/кг или ккал/кг (1 ккал/кг \approx 4,2 кДж/кг \approx $4,2 \cdot 10^3$ МДж/кг). Определение теплоты сгорания производится замером количества тепла, выделяемого единицей массы угля при полном сгорании его в среде сжатого кислорода в калориметрической бомбе в установленных стандартом условиях. Соответствующими пересчетами устанавливается так называемая низшая теплота сгорания рабочей массы угля Q_i^r , которая может быть практически реализована при сжигании.

4. Спекаемость углей. Спекаемость угля – качество, обеспечивающее получение из угля кокса. Под спекаемостью понимают

свойство угля переходить при нагревании без доступа кислорода до температуры выше 300°C совместно с твердыми продуктами в пластическую или вязко-текучую массу, затвердевающую при $500 - 550^{\circ}\text{C}$ в полукокс.

4.1. В России изучение спекаемости производится пластометрическим методом Л. М. Сапожникова в аппарате, в котором создаются условия, сходные с условиями промышленного коксования. По результатам испытаний определяются:

- *толщина пластического слоя y , мм* – максимальное расстояние между поверхностями раздела: уголь – пластическая масса – полукокс;

- *пластометрическая усадка x , мм* – конечное изменение высоты угольной загрузки при испытании, определяемое по разности конечного и начального положения пластометрической кривой.

Метод Л. М. Сапожникова позволяет дать объективную оценку спекаемости при значениях y выше 6 мм.

4.2. Для характеристики спекаемости углей с толщиной пластического слоя менее 6 мм используется метод Рога. Оценочным параметром является индекс Рога **RI**, ед, который определяется по прочности нелетучего остатка (тигельного кокса) в специальном барабане. Карбонизация смеси 1 г испытуемого угля с 5 г отощающей добавки проводится в тигле под нагрузкой при температуре 850°C .

Подразделение каменных углей по генетическим параметрам (ГОСТ 25543-88)

Класс – по среднему показателю отражения витринита **R_o**, % (см. ГОСТ, табл. 2);

Категория – по содержанию фюзенизированных отощающих при коксовании компонентов $\Sigma\text{ОК}$, % (см. ГОСТ, табл. 3);

Тип – по выходу летучих веществ на сухое беззольное состояние V^{daf} , % (см. ГОСТ, табл. 5);

Подтип – по толщине пластического слоя y , мм и индексу Рога **RI**, ед (см. ГОСТ, табл. 8).

По совокупности генетических параметров каждый уголь обозначается семизначным кодовым числом, в котором первые две цифры указывают номер класса, третья – номер категории, чет-

вертая и пятая – номер типа, шестая и седьмая – номер подтипа.

Так, например, уголь со значением кодируемых показателей: $R_o = 1,48\%$, $\sum OK = 48\%$, $V^{daf} = 18,2\%$, $y = 10$ мм характеризуется кодом 1441810.

Определите кодовое число изучаемого вами образца угля на основании приведенных для него генетических параметров в табл. 6.

По кодовому числу определите марку, группу и подгруппу угля (табл. 10, ГОСТ 25543-88).

Пример: уголь с кодом 1441810 относится к марке ОС, группе 1 ОС, подгруппе 1 ОСФ.

Обратившись к табл. И (ГОСТ 25543-88), выберите направление использования угля.

Уголь выше установленной марки, группы и подгруппы пригоден для слоевого коксования при зольности ниже 10%, для пылевидного и слоевого сжигания в стационарных котельных установках, сжигания в топках паровозов, в качестве топлива для коммунальных и бытовых нужд, для производства кирпича.

Таблица 6

Значения кодируемых показателей образцов углей
лабораторной работы

№ образца (вариант)	R_o , %	$\sum OK$, %	V^{daf} , %	y , мм	№ образца (вариант)	R_o , %	$\sum OK$, %	V^{daf} , %	y , мм
1	0,52	8	33,5	7	16	0,82	9	22	10
2	0,57	12	41	11	17	0,81	13	32	9
3	1,08	27	32	15	18	1,44	28	21	8
4	0,85	60	31	12	19	1,04	68	18	13
5	1,16	72	23,5	14	20	0,51	78	33	10
6	0,73	8	30	10	21	1,03	13	28	16
7	0,93	16	34	12	22	1,21	21	24	7
8	1,01	32	24	14	23	1,71	37	19	6
9	1,11	58	26	13	24	0,81	52	32	11
10	1,41	76	19	17	25	0,52	82	31	12
11	0,84	12	36	27	26	1,12	11	28	6
12	1,46	18	24	11	27	0,62	20	39	10
13	1,52	41	21	7	28	1,51	34	22	14
14	1,49	62	16	11	29	1,72	54	19	7
15	1,61	80	14	10	30	0,54	73	34	6

Контрольные вопросы к лабораторной работе № 4

1. Дайте определение осадочной горной породе.
2. Опишите стадии литогенеза, метагенез.
3. Как классифицируют осадочные горные породы по составу исходного разрушенного материала.
3. Опишите структурно-текстурные особенности обломочных горных пород.
4. Охарактеризуйте минеральный состав обломочных горных пород.
5. Основные представители обломочных горных пород.
7. Структурно-текстурные особенности, минеральный состав и основные представители глинистых горных пород.
8. Опишите структурно-текстурные особенности минеральных химических и биохимических горных пород.
9. Как классифицируют химические и биохимические породы по химическому составу.
10. Опишите представителей минеральных химических и биохимических пород различных подгрупп.
11. Перечислите осадочные породы, относящиеся к каустобиолитам угольного ряда.
12. Опишите процессы первичного углеобразования, протекающие в торфянике.
13. Дайте характеристику микрокомпонентам углей.
14. Литотипы углей и их признаки.
15. Макроструктуры и макротекстуры углей.
16. Генетическая классификация углей.
17. Промышленно-генетическая классификация углей.

Список рекомендуемой литературы

1. Япаскурт, О. В. Литология: учебник для студентов вузов / О. В. Япаскурт – М. : Издательский центр «Академия», 2008. – 336 с.
2. Белоусова О. Н. Общий курс петрографии /О. Н. Белоусова, В. В. Михина. – М. : Недра, 1972. – 344 с.
3. Миловский, А. В. Минералогия и петрография/ А. В. Миловский. – М.: Недра, 1985. – 432 с.

4. Справочник по литологии / Под ред. Н. Б. Вассоевича. – М. : Недра, 1983.– 509 с.
5. Жемчужников Ю. А. Ископаемые угли: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2/ Ю. А. Жемчужников, А. И. Гинзбург. – Л. : Гостоптехиздат, 1958.
6. Клер В.Р. Изучение и геолого-экономическая оценка качества углей при геологоразведочных работах. – М.: Недра, 1975.
7. Миронов К. В. Справочник геолога-угольщика. – М. : Недра, 1991.
8. Угли бурые, каменные и антрациты. Классификация по генетическим и технологическим параметрам. ГОСТ 25543-88. – М. : Изд-во стандартов, 1988.

Приложение 1

Министерство образования и науки
Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Кузбасский государственный технический университет
имени Т. Ф. Горбачева»

Кафедра геологии

ОТЧЕТ

**по лабораторной работе № 4
раздела «Петрография»**

**Осадочные горные породы
(обломочные, глинистые, минеральные химического и био-
химического происхождения)**

Составил студент гр. ГП-131
Иванов С.А.

Проверил доцент: Петров А.В.

Кемерово 2013

Приложение 2

Министерство образования и науки
Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Кузбасский государственный технический университет
имени Т. Ф. Горбачева»

Кафедра геологии

ОТЧЕТ

**по лабораторной работе № 4
раздела «Петрография»**

**Осадочные горные породы
(каустобиолиты угольного ряда)**

Составил студент гр. ГП-131
Иванов С.А.

Проверил доцент: Петров А.В.

Кемерово 2013

Приложение 3

Форма и примеры описания осадочных пород (обломочные, глинистые, минеральные химического и биохимического происхождения)

№ образца	Структура (для обломочных пород – структура обломков и вид цемента)	Текстура	Цвет	Минеральный состав (для обломочных пород – состав обломков и состав цемента)	Фациальные условия образования	Группа пород по классификации (для пород химического и биохимического происхождения – подгруппа по химической классификации)	Название породы
1-15	алевропсаммитовая мелкозернистая слабо-сортированная, обломки окатанные, цемент базальный	косо-слоистая	серый	в обломках кварц и полевые шпаты, цемент глинистый	русловые речные, прибрежные морские и озерные	обломочные	песчаник мелкозернистый алевритовый с базальным глинистым цементом
1-21	пелитовая	массивная пятнистая	белый, буровато-желтый	Каолинит, гидроксиды железа	остаточные продукты кор выветривания	глинистые	глина каолиновая
1-18	Скрыто-зернистая	Горизонтально-слоистая, плотная	Темный, буровато-серый	Кальцит, примеси битумного вещества, глинистых минералов	Глубоководные отложения внутриконтинентального моря, климат аридный или семиаридный	Группа пород химического и биохимического происхождения. Подгруппа карбонатных пород	Известняк хемогенный глинистый битуминозный

1-4	Колломорфная, оолитовая	Косослоистая пористая, участками ячеистая	Буровато-желтый пятнистый	Лимонит, примесь песчано-глинистого материала	Отложения дельтовой части реки, климат гумидный жаркий	Группа пород химического и биохимического происхождения. Подгруппа железистых пород	Оолитовый бурый железняк
1-8	Скрыто-зернистая	Косослоистая, нодулярная	Светло-серый пятнистый	Гипс, ангидрит	Отшнурованный залив внутриконтинентального моря, аридный климат	Группа пород химического и биохимического происхождения. Подгруппа галогенных пород	Ангидрит-гипсовая порода

Форма и примеры описания каменных углей

№ образца	Макроструктура	Макротекстура	Состав литотипов (ингредиентов) и минеральных примесей	Среда отложения и накопления	Положение в генетической классификации	Петрографическое название угля	Генетические параметры	Код. Марка, группа, подгруппа	Направление использования угля
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2-18	Клареновая и кларенодюреновая (преобладает) с штрихами и линзами витрена	Горизонтально-слоистая неоднородная комплексно-полосчатая с штриховатыми и тонко-линзовиднополосчатыми включениями	Витрен: коллинит. Кларен: коллинит, телинит, липоидные компоненты (более 75%), группа инертинита. Кларенодюрен: группа витринита (менее 50%), липоидные компоненты, группа инертинита	Низинные или верховые болота. Характер обводнения переменный. Сезонные колебания уровня болотных вод	Групп: гумолиты. Класс: гумиты	Уголь каменный клареновый и кларенодюреновый горизонтально-слоистый, комплексно-полосчатый, с штриховатыми и тонко-линзовиднополосчатыми включениями витрена	$R_o = 1,48 \%$ $\sum \sigma_k = 48 \%$ $V^{daf} = 18,2 \%$ $y = 10 \text{ мм}$	1441810. Марка ОС, Группа I ОС, подгруппа I ОСФ	Слоевое коксование, пылевидное и слоевое сжигание в стационарных котельных, топливо для коммунальных и бытовых нужд, производство кирпича

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2-6	Клареновая со слойками витрена (0,5-1 мм)	Волнистослоистая, неоднородная полосчатая штриховатая	Кларен: коллинит, телинит (75-90 %), липоидные компоненты, группа инертинита (10-20 %) Витрен: коллинит. Вкрапления пирита	Топяное болото с постоянно высоким уровнем болотных вод	Групп: гумолиты. Класс: гумиты	Уголь каменный клареновый волнистослоистый полосчатый с штрихами витрена	$R_o = 0,62 \%$ $\sum_{ок} = 12 \%$ $V^{daf} = 36 \%$ $y = 11 \text{ мм}$	0613611. Марка ГЖО, Группа I ГЖО, подгруппа I ГЖОВ	Слоевое коксование, сжигание в котельных, производство углеродных адсорбентов, цемента и др.

Лабораторная работа № 5

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Цель лабораторной работы: изучение состава, строения и принципов классифицирования метаморфических и метасоматических горных пород, а также овладение навыками их определения и описания.

Содержание и порядок выполнения лабораторной работы, описание оборудования

Занятие проводится в течение шести часов и посвящено теоретическому и практическому освоению петрографии метаморфических и метасоматических горных пород, с использованием эталонной коллекции и двух образцов горных пород индивидуальной задачи. Диагностические признаки пород и приёмы их использования приводятся ниже.

Необходимое оборудование и материалы: методические указания к лабораторной работе № 5 по петрографии, эталонную коллекцию метаморфических и метасоматических горных пород, шкалы твёрдости, лупы, стеклянные и фарфоровые пластинки, комплект индивидуальных задач на подгруппу – получает дежурный до начала занятия.

Описание образцов метаморфических и метасоматических горных пород индивидуальной задачи приводится в отчёте к лабораторной работе. Отчёт составляется в табличной форме на внутреннем развороте двойного листа тетради в клетку. Форма и примеры составления отчета, а также образец оформления титульного листа приводятся в прил. 1 и 2.

Отчёт к лабораторной работе должен быть защищён. Проверка знаний по изученной теме может быть проведена либо в устной, либо в тестовой форме.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ И МЕТАСОМАТОЗЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ

Под метаморфизмом и метасоматозом понимают эндогенные процессы, приводящие к изменениям строения, минерального и химического состава исходных пород, оказавшихся в новых термодинамических и химических условиях существования. Метаморфизм под действием тех или других факторов приводит либо к механическому дроблению и истиранию пород с изменением структуры и текстуры, либо к минеральным превращениям при сохранении химического состава, метасоматоз сопровождается коренными изменениями химического состава и, соответственно, минерального состава и строения горной породы. Перекристаллизация пород, химические превращения при метаморфизме и метасоматозе осуществляются в твердом состоянии.

Преобразование исходных пород происходит под влиянием температуры, давления и химически активных растворов, которые и называются факторами метаморфизма и метасоматоза.

Температурный прогрев пород связан с общим нарастанием температуры горных пород с глубиной с известным средним градиентом $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, прогревом в контактовой зоне с магматическими интрузиями, переходом части механической энергии складкообразования в тепловую энергию, теплотой трения в зонах смещения блоков разрывных нарушений, теплом приносимым из глубин земли так называемыми сквозьмагматическими растворами. В изохимических процессах начальная температура метаморфизма составляет $300 - 400^{\circ}\text{C}$, при низкотемпературном метасоматозе она опускается до 100°C и менее. Максимальные температуры ограничены температурой плавления исходных пород. При метаморфизме пород, близких по составу гранитам, максимальные температуры, по-видимому, не могут превышать $700 - 750^{\circ}\text{C}$, а при метаморфизме пород базальтового состава $1000 - 1200^{\circ}\text{C}$. Роль температурного фактора заключается, прежде всего, в резком ускорении химических реакций, кроме того, теплота – часть термодинамического фона, с которым связаны

области существования минералов и их ассоциаций.

Давление как фактор метаморфизма проявляется в двух формах: петростатическое равномерновсестороннее давление столба пород с градиентом 27 МПа на 1 км в верхних частях литосферы и направленное давление (стресс) тектонического происхождения. Давление определяет области существования отдельных минералов, направленное давление, кроме того, ускоряет химические реакции, является причиной образования параллельно ориентированных текстур. На глубинах максимально интенсивного метаморфизма (около 20 км) петростатическое давление достигает 550 МПа, в сочетании с направленным давлением в зонах складчатости оно может возрасти до 2000 МПа.

Химически активные растворы являются едва ли не самым главным фактором метаморфизма и метасоматоза. Взаимодействие между компонентами исходных пород в ходе перекристаллизации становится возможным только в присутствии химически активных растворов. В случае химического антагонизма растворы не только способствуют перекристаллизации, но и, взаимодействуя с веществом метаморфизируемых пород, коренным образом меняют их химический состав. По современным представлениям в метаморфических процессах участвуют газообразные надкритические жидкие растворы при явном приоритете последних. Главными составными частями растворов являются вода, углекислый газ при участии фтора, хлора, бора и переменного по количеству и составу комплекса растворенных металлов. Основные источники растворов: мобилизованные поровые воды метаморфизируемых осадочных толщ, газовые эманации и гидротермы, покидающие магматические интрузии и проникающие в земную кору из недр, сквозьмагматические растворы.

Метаморфические процессы классифицируют в зависимости от роли и участия отдельных факторов метаморфизма. Принято выделять следующие основные виды метаморфизма:

- 1) динамический (катакластический) метаморфизм, вызываемый действием направленного давления в зонах тектонических разрывных нарушений;
- 2) контактово-термальный метаморфизм вмещающих интрузии горных пород в приконтактной зоне;
- 3) динамотермальный метаморфизм, сопровождающий

складчато-образующие процессы и вызываемый воздействием петростатического и направленного давления, температуры с участием растворов, играющих роль среды и катализатора химических реакций,

Метасоматоз, вызывается воздействием газовых эманации и гидротермальных растворов с существенным изменением химического состава преобразуемых пород. Под метасоматозом понимают замещение вещества горных пород, когда растворение предшествующих минералов и отложение новых происходит почти одновременно по принципу «объем на объем», реакции осуществляются в тонких, разделяющих твердые фазы, пленках растворов. В основном метасоматический метаморфизм характерен для периферийных зон интрузий (автометасоматоз), субвулканических и вулканических образований, а также вмещающих их пород. Наряду с локальным приконтактовым проявлением имеет место и региональный обширный метасоматоз горных пород;

Ультраметаморфизм объединяет процессы, происходящие при очень высоких температурах в глубоких зонах литосферы.

Метаморфические горные породы классифицируются в зависимости от вида метаморфизма, следствием которого они являются.

Классификация метаморфических и метасоматических пород

1. Породы динамического (катакластического) метаморфизма.
2. Породы контактово-термального метаморфизма.
3. Породы динамо-термального (регионального) метаморфизма:
 - 3.1 метаморфизованные породы;
 - 3.2 метаморфические породы.
4. Метасоматические породы или метасоматиты.

Породы, испытавшие начальные метаморфические преобразования и сохранившие неизменными основные особенности строения и состава материнской породы, рассматриваются в качестве метаморфизованных, а не метаморфических пород.

При определении вида метаморфизма, которому подвергалась изучаемая порода, принимают во внимание структурно-текстурные особенности строения и минеральный состав породы.

2. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

2.1. Структуры метаморфических, метаморфизованных и метасоматических пород

Среди структур метаморфических пород выделяют:

- 1) структуры дробления (катакластические);
- 2) структуры перекристаллизации (кристаллобластовые).

В метаморфизованных породах, наряду со структурами начального дробления или перекристаллизации, обнаруживаются остатки структур исходных пород, называемых обычно реликтовыми структурами.

2.1.1. Структуры дробления

Структуры дробления возникают в породах под действием направленного давления, в результате которого породы испытывают только механическое истирание и дробление без перекристаллизации. Структуры характерны породам динамического (катакластического) метаморфизма ("катаклаз" - дробление). Среди них по степени раздробленности различаются:

1) **б р е к ч и е в и д н а я** структура - характеризуется наличием угловатых обломков, погруженных в агрегат более тонко истертого материала или представленного эпигенетической гидротермальной минерализацией (рис. 2.1, а);

2) **м и л о н и т о в а я** структура - отличается тем, что основная масса породы слагается тонко истертым материалом, имеющим субпараллельную текстуру (рис. 2.1,б)

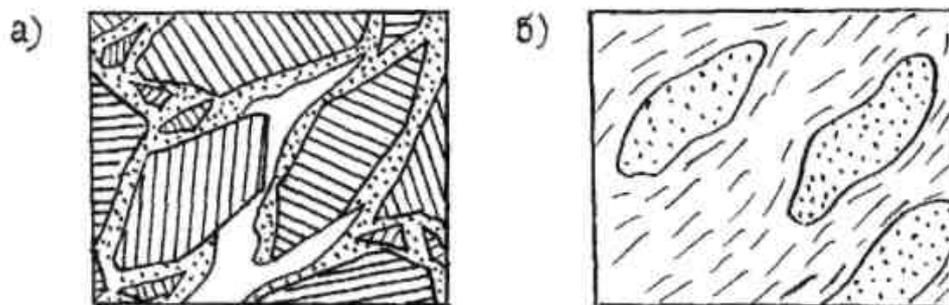


Рис. 2.1. Структуры дробления: а) брекчиевидная; б) милонитовая

2.1.2. Структуры перекристаллизации (кристаллобластовые)

По **форме минеральных зерен** различают следующие виды структур: гранобластовую, лепидобластовую, нематобластовую и фибробластовую (рис. 2.1).

Г р а н о б л а с т о в а я структура.

Порода слагается зернами формы, близкой к изометричной. Мелкозернистая разновидность гранобластовой структуры (около 1 мм) в породах силикатного состава выделяется под названием роговиковой.

Л е п и д о б л а с т о в а я структура. ("Лепидос" - чешуйка). Структура характеризует породы, сложенные минералами из подкласса силикатов с непрерывными слоями тетраэдров, имеющими листоватые или чешуйчатые зёрна (мусковит, биотит, хлорит, тальк).

Н е м а т о б л а с т о в а я структура. ("Нематос" - нить).

Структура выделяется в породах, сложенных зернами шестоватой и игольчатой формы (роговая обманка, актинолит, турмалин и др.).

Ф и б р о б л а с т о в а я структура. ("Фибра"- волокно).

Метаморфические минералы, составляющие основную ткань породы с фибробластовой структурой, имеют тонковолокнистое строение, например, хризотил-асбестовые образования в серпентинитах.

Если порода состоит из зерен разной формы, применяется составное название структуры, включающее название структур преобладающих форм (лепидогранобластовая, лепидонематобластовая и т.п.), при этом последней в составном названии указыва-

ют структуру преобладающих по количеству зерен.

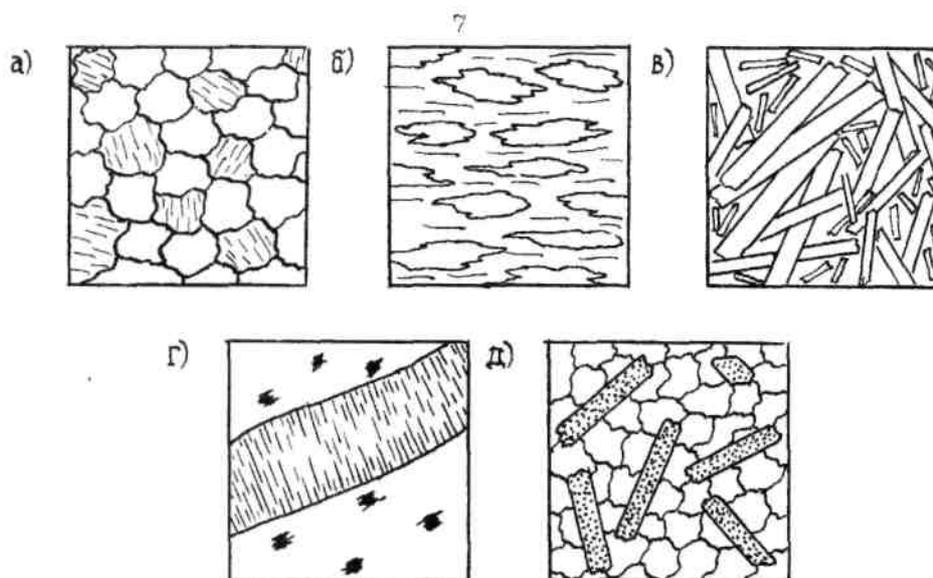


Рис. 2.2. Структуры перекристаллизации: а) гранобластовая; б) лепидобластовая; в) нематобластовая; г) фибробластовая (войлочная); д) нематогранобластовая

По **относительной разнице в размере зерен** выделяются:

- 1) **равномернозернистая** структура, отличающаяся незначительной разницей в размере зерен;
- 2) **неравномернозернистая** структура, имеющая заметную разницу в размерах зерен.

Неравномернозернистая структура, характеризующаяся наличием относительно крупных зерен на фоне более мелкозернистой массы породы, выделяется под названием порфиробластовой.

2.1.3. Реликтовые структуры

Реликтовые структуры устанавливаются в породах, испытавших начальные метаморфические изменения, при которых в значительной степени сохранились структурные особенности строения материнской породы.

Названия реликтовых структур складываются из названия структуры исходной породы с добавлением приставки "бласто", если в породе обнаруживаются признаки перекристаллизации или

"класто", если порода подверглась частичному дроблению.

Пример. Структура мраморизованного известняка, в котором обнаруживается органическая наследованная структура, должна быть названа бластобиоморфной.

2.2. Текстуры метаморфических, метаморфизованных и метасоматических пород

По степени однородности выделяют следующие текстуры:

1) однородная (массивная); 2) неоднородная.

Среди неоднородных устанавливаются следующие текстуры:

а) пятнистая - характеризуется неравномерным кучным распределением минералов;

б) полосчатая - слагается чередованием полос различного состава и строения;

в) плейчатая - отличается от полосчатой наличием микро-складчатости (рис. 2.3).

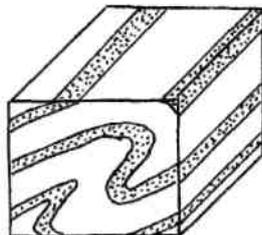


Рис. 2.3. Плейчатая текстура в джеспилитах

В зависимости от степени ориентации зерен выделяются следующие текстуры:

1. Неориентированная.

2. Ориентированная (сланцеватая).

Среди сланцеватых текстур различаются несколько разновидностей (рис. 2.4).

П а р а л л е л ь н о - с л а н ц е в а т а я текстура характеризуется расположением вытянутых и чешуйчатых зерен параллельно плоскости сланцеватости.

В о л н и с т о - с л а н ц е в а т а я текстура отличается от предыдущей волнистым характером поверхности сланцеватости.

Л и н е й н о – с л а н ц е в а т а я текстура заключается во взаимно параллельной ориентировке удлинённых по форме зерен.

О ч к о в а я текстура характеризуется наличием линзовидных зерен или агрегатов зерен кварца и полевого шпата, погруженных в сланцеватую основную массу породы.

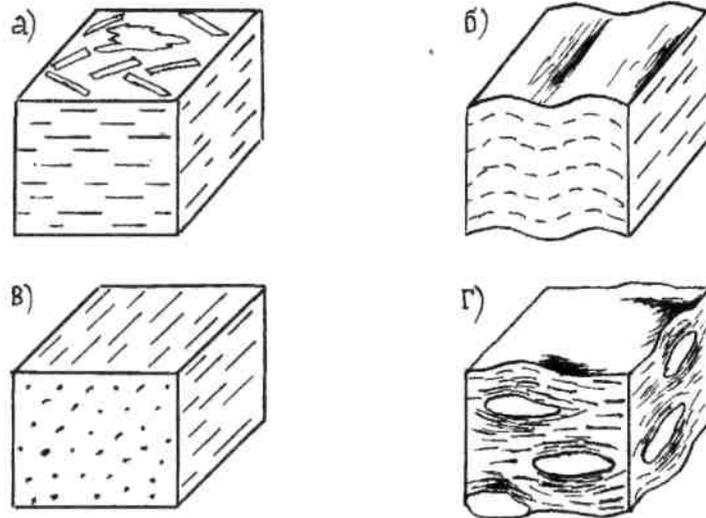


Рис. 2.4. Разновидности сланцеватых текстур:

- а) параллельно-сланцеватая; б) волнисто-сланцеватая;
в) линейно-сланцеватая; г) очковая (линзовидная)

Различают механическую сланцеватость, заключающуюся только в механической переориентировке за счет вращения и пластичного течения зерен метаморфизируемой породы в условиях действия направленного давления, и кристаллизационную сланцеватость, наблюдающуюся в породах, испытавших перекристаллизацию с параллельной ориентировкой образующихся минеральных зерен.

Ориентировка минеральных зерен в породах, имеющих сланцеватую текстуру, осуществляется в плоскости, перпендикулярной действию направленного давления (стресса). В метаморфизованных породах иногда сохраняются текстуры исходных пород (например, слоистость), которые включаются в текстурную характеристику в качестве реликтовых текстур.

Важнейшие структуры и текстуры пород различных, видов метаморфизма представлены в табл. 2.1. Воспользовавшись таблицей, определите принадлежность образцов индивидуальной задачи к метаморфическим или метасоматическим породам. Для

метаморфических пород определите вид метаморфизма.

Таблица 2.1

Типичные структуры и текстуры метаморфических
и метасоматических пород

Метаморфические породы	Вид метаморфизма	Структуры	Текстуры
Метаморфические породы	Динамический	Дробления, иногда реликтовые класто-структуры	Однородные, пятнистые, иногда механически-сланцеватые
	Контактово-термальный	Кристаллобластовые, обычно скрыто- и мелкозернистые, гранобластовые (роговиковые), реже лепидо- и немато-гранобластовые, иногда реликтовые	Однородные, иногда пятнистые, неориентированные
	Динамотермальный	Реликтовые в метаморфизованных и кристаллобластовые в метаморфических породах, равномернозернистые до порфиробластовых	Однородные, реже полосчатые, плейчатые, сланцеватые и гнейсовые, иногда неориентированные
Метасоматические породы		Кристаллобластовые от равномернозернистых до порфиробластовых	Пятнистые, полосчатые, иногда однородные, неориентированные, редко сланцеватые

Примечание: Для метасоматических пород, наряду с приведенными в таблице структурно-текстурными особенностями строения, характерны минеральные ассоциации, отражающие участие растворов в их образовании: кварц, карбонаты, сульфаты, силикаты и другие минералы, содержащие в своем составе минерализаторы (ОН, Cl, F и др.), рудные минералы (оксиды, сульфиды).

3. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Минеральный состав метаморфических и метасоматических пород зависит не только от химического и минерального состава исходных пород, но и в значительной степени определяется термодинамическими и физико-химическими условиями метаморфизма. В обстановке прогрессирующего метаморфизма ассоциации низкотемпературных минералов последовательно сменяются высокотемпературными ассоциациями, в составе которых участвуют как специфические метаморфические минералы, так и минералы, входящие в состав осадочных и магматических пород.

В составе метаморфических пород встречаются типично метаморфические и метасоматические минералы: дистен, турмалин, гранаты, эпидот, актинолит, тальк, серпентин, хризотил-асбест, хлорит, мусковит (серицит), а также минералы характерные для магматических и осадочных пород: авгит, роговая обманка, биотит, полевые шпаты (плагиоклазы и калиевые полевые шпаты), кварц, кальцит. Кроме того могут присутствовать рудные минералы: пирит, халькопирит, магнетит, гематит и др. Диагностические свойства минералов, встречающихся в метаморфических и метасоматических породах приведены в методических указаниях по минералогии (лабор. раб. № 1, 2).

Используя рекомендации, изложенные в разделах 2 и 3, опишите структуры и текстуры пород индивидуальной задачи, определите минеральный состав пород и в соответствии с табл. 2.1 и примечанием к ней определите метаморфическая или метасоматическая порода индивидуальной задачи. Для метаморфической породы определите вид метаморфизма и соответствующую ему классификационную группу пород задачи.

4. ОСОБЕННОСТИ КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ, ФАЦИИ, ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПОРОД МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Классификационные группы пород метаморфического происхождения выделяются в соответствии с видом метаморфизма, явившимся причиной их образования.

Классифицирование внутри групп основывается на особенностях строения пород и минеральном составе, зависящих от химического состава исходных пород и фациальных условий метаморфизма.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИСХОДНЫХ ПОРОД

Метаморфизируемые исходные породы принято в химическом отношении объединять в группы, характеризующиеся близким химическим составом и преобразующиеся в различных условиях метаморфизма в более или менее определённые метаморфические породы. В данном методическом руководстве принята схема Н. Л. Добрецова с некоторыми уточнениями, согласно которой исходные породы объединены в следующие группы:

- 1) метапелиты (глинистые породы, кварц-полевошпатовые осадочные и магматические породы, туфы кислого состава);
- 2) метабазиты (основные и средние магматические породы, туфогенные породы того же состава, некоторые мергели);
- 3) карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели);
- 4) редкие специфические породы: магнезиальные (ультраосновные) и щелочные магматические породы, кремнистые, железистые и марганцовистые осадочные породы, ископаемые угли.

ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

Фация метаморфических пород - комплекс пород в состоянии термодинамического, химического и структурно-текстурного равновесия при данных условиях метаморфизма. Фация характеризуется так называемыми критическими минералами, устойчивыми в определённых термодинамических условиях. Наименова-

ние фаций проводится по названию характерного для них критического минерала, или по названию наиболее типичной породы данной фации.

Для пород динамического метаморфизма фации метаморфизма не выделяют. Достаточно надёжная схема фаций разработана для условий контактово-термального и динамо-термального метаморфизма. Общепринятой в настоящее время рассматривается схема фаций, предложенная коллективом исследователей под руководством В. С. Соболева (рис.4.1). Главной особенностью данной схемы является выделение трёх групп фаций в зависимости от давления: гр. А - фации низкого давления, гр. В - фации среднего давления, гр. С - фации высокого давления. Фации гр. А характеризуют условия контактово-термального метаморфизма, гр. В и С – условия динамо-термального метаморфизма. Индикаторным минералом для отнесения пород к группе фаций С является (при средних и высоких температурах) минерал дистен.

Ниже приводится схема фаций во В. С. Соболеву и др., причем в каждой группе перечисляются в порядке нарастающих температур, указываются типичные породы, характерные минеральные ассоциации.

Группа А. Фации низких давлений:

А₃ - мусковит-роговиковая фация (мусковит, биотит, хлорит, тальк, доломит, кальцит, кварц);

А₂ - амфибол-роговиковая фация (роговая обманка, биотит, полевошпат, кальцит, кварц, диопсид);

А₁ - пироксен-роговиковая фация (пироксены, полевые шпаты, биотит, корунд).

Группа В. Фации средних давлений:

В₄ - фация зелёных сланцев. Сланцы-филлиты, зелёные сланцы (серицит, хлорит, тальк, эпидот, актинолит, альбит, кварц);

В₃ – эпидот-амфиболитовая фация. Кристаллические сланцы, эпидотовые амфиболиты, кварциты (кварц, мусковит, биотит, кислый плагиоклаз, эпидот, роговая обманка, альмандин);

В₂ - амфиболитовая фация. Гнейсы, амфиболиты (кварц, средний и основной плагиоклаз, калишпат, биотит, роговая обманка, альмандин);

В₁ - гранулитовая фация. Гранулиты кварц-полевошпатовые и

плагноклаз-пироксен-альмандиновые.

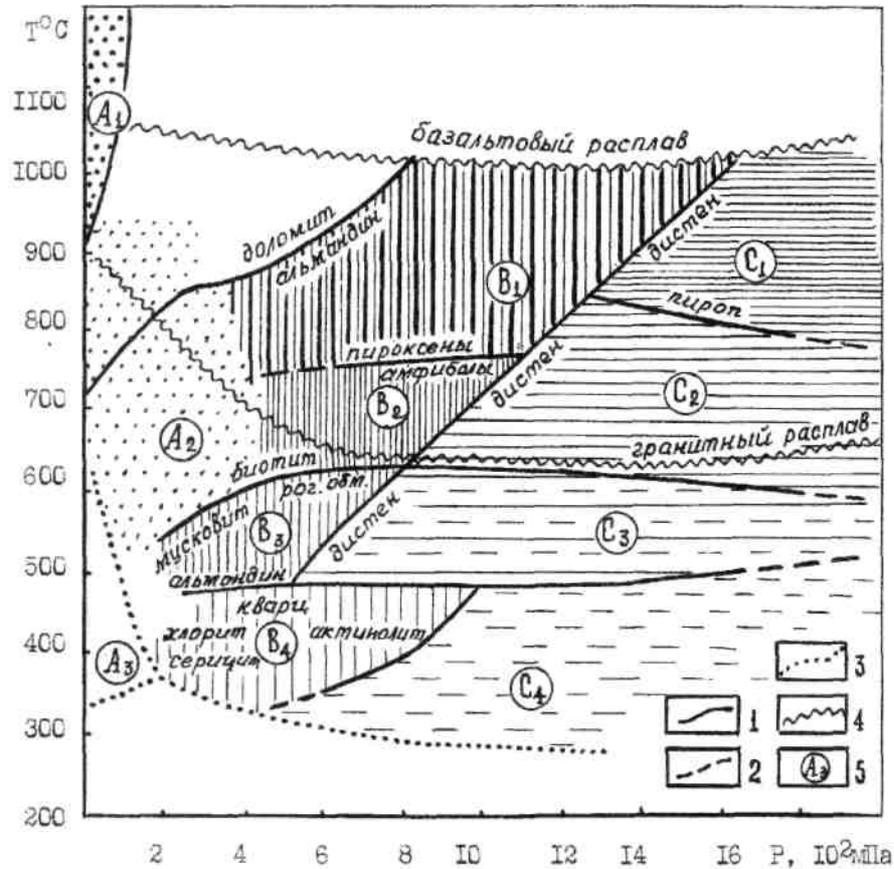


Рис. 4.1. Схема фаций контактово-термального и динамотермального (регионального) метаморфизма (по Н. Л. Добрецову и В. С. Соболеву, 1970, упрощённая):

1 - границы фаций; 2 - границы, для которых недостаточно экспериментальных данных; 3 - вероятная граница поля метаморфизма; 4 - линии плавления базальта и гранита, 5 - поля отдельных фаций

Группа С. Фации высоких давлений:

С₄ - фация глаукофановых сланцев;

С₃ - фация дистен-мусковитовых сланцев (дистен, кварц, мусковит, роговая обманка, альмандин, биотит);

С₂ - дистеновых гнейсов и амфиболитов (дистен, кварц, полевой шпат, биотит, роговая обманка, альмандин);

С₁ - эклогитовая фация (пироп, пироксены, дистен, оливин).

Обратите внимание на то, что породы метапелитового состава существуют как метаморфические парагенезы при динамотермальном метаморфизме до температуры 650-700°C к затем

плавятся, тогда как метабазиты начинают плавиться при температуре 1050°C и, следовательно, в условиях фаций В₂, В₁ С₂, С₁ могут сохраниться только породы, по составу соответствующие магматическим породам среднего и основного состава.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Породы динамического (катакластического) метаморфизма

Породы этой группы формируются в зонах дробления тектонических разрывных нарушений. К породам динамического метаморфизма относятся тектонические брекчия и милониты.

Тектоническая брекчия. Для брекчий характерны брекчиевидная структура и массивная неориентированная текстура. Обломки брекчии могут находиться в несвязанном рыхлом или сцементированном состоянии. Цемент брекчии слагается тонко истёртым материалом материнской породы или минералами, отложенными при циркуляции в зонах дробления подземных вод.

Милонит ("глинка трения"). Порода характеризуется милонитовой структурой и сланцеватой текстурой. Милониты слагают отдельные участки в зонах брекчирования.

Породы контактово-термального метаморфизма

Породы характеризуются мелкозернистыми или скрытозернистыми структурами перекристаллизации (гранобластовой роговиковой, лепидогранобластовой и нематогранобластовой), текстуры массивные неориентированные. Местом формирования их являются контактовые ореолы интрузивов.

Согласно Н. Л. Добрецову и В. С. Соболеву породы контактово-термального метаморфизма выделяются в группу фаций "А", характеризующихся низкими давлениями и температурами от 350 до 1200°C.

Метапелиты и метабазиты в условиях контактово-термального воздействия преобразуются в породы, получившие название **роговики**. Состав роговиков зависит от исходного состава породы и фации метаморфизма (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Силикатные породы контактово-термального метаморфизма

Фации метаморфизма	Состав исходных пород	
	метапелиты	метабазиты
	Р о г о в и к и	
A ₃ – (360–600°C)	мусковитовые	эпидот-альбит-актинолитовые
A ₂ – (550–800°C)	мусковит-кварцевые	роговообманково-плагиоклазовые
A ₁ – (750-900°C)	Кварц-полевошпатовые	диопсид-плагиоклазовые

Карбонатные породы в условиях контактово-термального метаморфизма превращаются в **мраморы**.

Угли подвергаются графитизации вплоть до перехода в графитовые породы.

Породы динамотермального (регионального) метаморфизма

Метаморфизованные горные породы

Под названием "метаморфизованные" понимают горные породы любого генезиса, испытавшие начальные метаморфические преобразования. Метаморфизованные осадочные породы пользуются широким распространением, в частности, они составляют значительную подстилающую часть толщ платформенных чехлов, они слагают разрезы толщ, сформировавшихся в условиях краевых и межгорных прогибов, развитие которых завершается нередко напряжённой складчатостью, но без глубокого метаморфизма пород. Переходная стадия преобразования осадочных пород выделяется под разными названиями: апокатагенез по Вассоевичу (1957), метагенез по Коссовской, Логвиненко, Шутову (1957), протометаморфизм по Страхову (1960). Автор руководства придерживается термина метагенез.

Для раннего метагенеза характерны **глинистые сланцы, кварцито-песчаники, мраморизованные известняки**, тощие угли и антрациты, для позднего метагенеза **филлитоподобные**

сланцы, рассланцованные обломочные породы, графитизированные антрациты. Породы сохраняют реликтовые структуры и текстуры осадочного происхождения. Наиболее подвержены изменениям глинистые породы и глинистые цементы обломочных пород. В их составе отмечается появление высокотемпературных гидрослюд, постепенно замещаемых серицитом, а также хлорит, кварц.

Метаморфизованные представители пород, вследствие обычной для них сланцеватости, называют названием материнской породы с прилагательным «рассланцованный» или «метаморфизованный». Пример: песчаник рассланцованный (метаморфизованный).

Метаморфические горные породы

Собственно метаморфические породы динамо-термального метаморфизма являются продуктом интенсивной перекристаллизации исходных пород, когда исчезают реликтовые структуры и текстуры, заменяясь новообразованными кристаллобластовыми структурами и обычными для данной группы пород ориентированными текстурами.

Традиционно в составе наиболее распространённых силикатных пород динамо-термального метаморфизма выделяют **кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты**, отличия между которыми достаточно условны.

Под **гнейсами** понимают кварц-полевошпатовые породы ориентированной текстуры с примесью в разных сочетаниях биотита, мусковита, роговой обманки, пироксенов, дистена и др. Гнейсы характеризуются грубой делимостью по сланцеватости, от сантиметров, до дециметров. Разновидности гнейсов выделяют по минералам-примесям (пример: гнейс роговообманковый).

Кристаллическими сланцами называют сланцеватые породы с тонкой делимостью (миллиметры до сантиметра) и отсутствием в составе сочетания кварца и полевого шпата (хотя по отдельности тот и другой минерал могут играть в составе породы существенную роль).

Среди низкотемпературных представителей выделяют **сланцы-филлиты** серой окраски, сложенные чешуйчатыми по

форме зёрен минералами (серицит, хлорит, тальк) и так называемые «зелёные» **сланцы**, содержащие в своём составе минералы зелёной окраски: хлорит, эпидот, актинолит. Сланцы-филлиты и зелёные сланцы характеризуются мелко- и скрытозернистым строением.

Кристаллические сланцы более высокотемпературных фаций отличаются хорошо различимой макроскопически зернистостью. Конкретное название кристаллическому сланцу присваивается по названию лидирующих в составе 2-3 минералов. Например: гранат-мусковит-кварцевый кристаллический сланец.

При динамо-термальном метаморфизме ультраосновных пород формируются **магнезиальные сланцы** серпентинитового, талькового и серпентинит-талькового состава.

Амфиболиты - породы средне- и высокотемпературной стадии метаморфизма, состоящие из роговой обманки (более 30 %) и плагиоклазов от альбита до плагиоклазов основного состава. В амфиболитах могут присутствовать эпидот, авгит, гранат, биотит и другие минералы. Амфиболиты обычно характеризуются слабоориентированной текстурой.

При метаморфизме карбонатных пород возникают **мраморы** (породы, состоящие существенно из кальцита) и доломитовые мраморы (доломит). Глинистая примесь известняков при низкотемпературном воздействии преобразуется в хлорит (фация В₄), при высокотемпературном - в биотит, эпидот, гранаты, диопсид и др. минералы (фация В₃).

Кремнистые породы - яшмы, кварцевые песчаники с кремнистым цементом преобразуются в **кварциты**. Основным порообразующим минералом кварцитов является кварц, в качестве примеси иногда присутствуют серицит, гематит, графит.

Особое значение как руды железа имеют породы – **джеспилиты** – **железистые кварциты**, состоящие из кварца, халцедона, гематита и магнетита. Породы характеризуются чётко выраженной полосчатостью, иногда плейчатостью и представляют собой сезонные коллоидные осадки: докембрийского моря, подвергшиеся в протерозое глубокому метаморфизму.

Минеральные парагенезисы в фациях пород динамотермального метаморфизма приведены в табл. 4.2.

Таблица 4.2

Минеральные парагенезисы и важнейшие представители пород метапелитового и метабазитового состава в фациальных группах динамо-термального метаморфизма

Температурные условия минерало-образования	Фаии средних давлений – гр. В		Граничный минерал	Фаии высоких давлений – гр. С
	метапелиты	метабазиты		метапелиты
Низкотемпературные	Гр. В ₄ – фаия зеленых сланцев		Д И С Т Е Н	
	Кристаллические сланцы			
	Сланцы-филлиты, (Серицит, хлорит)	«зеленые» сланцы (хлорит, тальк, актинолит, эпидот, щелочной плагиоклаз)		
Среднетемпературные ассоциации (500–650°C)	Гр. В ₃ – эпидот-амфиболитовая фаия			Гр. С ₃ – фаия дистен-муковитовых сланцев
	Кристаллические сланцы			Кристаллические сланцы
	(Мусковит, кварц)	эпидотовые амфиболиты (гранат альмандин, биотит, кислый плагиоклаз, роговая обманка, турмалин)		(дистен, мусковит, кварц)
Высокотемпературные ассоциации (600–800°C)	Гр. В ₂ – амфиболитовая фаия			Гр. С ₂ – фаия дистеновых гнейсов
	Гнейсы слюдяные	Амфиболиты	Гнейсы дистеновые	
	(Кварц, калишпат, кислый плагиоклаз, биотит) Плагиогнейсы (Кварц, кислый плагиоклаз, роговая обманка < 30 %)	(Роговая обманка > 30 %, средний и основной плагиоклаз)	(Дистен, кварц, калишпат, средний и основной плагиоклаз, биотит, роговая обманка)	

5. ОСОБЕННОСТИ КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ, ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПОРОД МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В основе попыток классифицирования метасоматических процессов лежат в основном представления Д. С. Коржинского. В зависимости от способа переноса вещества Д. С. Коржинский предлагает различать два типа метасоматических процессов: инфильтрационный метасоматоз с переносом вещества растворами и диффузионный, когда поровые растворы в замкнутых системах неподвижны и движение компонентов происходит диффузионным путём в сторону их меньшей концентрации. Наиболее широко распространены процессы инфильтрационного метасоматоза.

Главным фактором, определяющим смену минеральных парагенезисов, согласно Д. С. Коржинскому является режим кислотности - щелочности растворов. Общие положения концепции сводятся к следующему. Покидающие кристаллизующийся магматический расплав растворы находятся в надкритическом состоянии (газовая и газоконденсатная фазы) и имеют щелочной характер. По мере понижения температуры растворы уплотняются (конденсируются) и становятся кислотными, т.к. в жидкой фазе активность кислотных компонент резко возрастает. В дальнейшем главная роль в эволюции растворов принадлежит кислотно-основному фильтрационному эффекту. При просачивании восходящего потока растворов кислотные компоненты опережают катионы и растворитель, образуется опережающая волна повышенной кислотности. В каждом сечении потока растворы испытывают закономерную эволюцию: ранняя щелочная стадия надкритических растворов - кислотная стадия с выносом (выщелачиванием) оснований - нейтральная - щелочная заключительные стадии.

На основе изложенных представлений разработана генетическая классификация метасоматических процессов и их продуктов.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

1. Процессы и продукты магматической стадии. Полевошпа-

товые метасоматиты, в частности, альбититы, магнезиальные скарны.

2. Процессы и продукты постмагматических стадий:

2.1. Процессы и продукты ранней щелочной стадии. Магнезиальные и известковые скарны;

2.2. Процессы и продукты кислотной и последующих нейтральной и завершающей щелочной стадии:

2.2.1. Продукты высокотемпературного приконтактового выщелачивания. Грейзены, вторичные кварциты, карбонатиты;

2.2.2. Продукты средне- и низкотемпературного регионального послемагматического метасоматоза. Пропилиты, серпентиниты, талькиты, листвениты.

2.2.3. Продукты низкотемпературного околотрещинного метасоматоза. Березиты, листвениты, аргиллизиты, вторичные кварциты.

Важнейшие представители метасоматических пород Связь МПИ с метасоматитами

Метасоматические породы образуются преимущественно в эндо- и экзоконтактовых зонах интрузий, значительно реже устанавливаются поля развития метасоматитов вне очевидной связи с интрузиями. Прогноз возможного развития и выявление метасоматитов представляют значительный практический интерес, т.к. с метасоматитами связан обширный перечень различных типов месторождений полезных ископаемых в основном постмагматического происхождения.

Альбититы

Порода, состоящая преимущественно из **альбита (щелочного плагиоклаза)** с примесью калишпата и кварца. Альбитизация развивается при процессах автометасоматоза или на несколько поздних постмагматических стадиях.

По приуроченности к интрузивам, вмещающим породам альбититовые месторождения могут быть подразделены на три группы:

2. Месторождения в областях завершённой складчатости,

особенно в зонах активизации, в ядрах антиклинорий в связи с апикальными (выступающими) частями гранитных интрузий. Это в основном редкометальные месторождения, несущие тантал, ниобий, бериллий, литий, рублидий, олово и редкие земли.

3. Месторождения, приуроченные к щелочным породам группы нефелиновых сиенитов. Щелочные плутоны нередко образуют пояса, контролирующиеся зонами глубинных разломов. С ними связано оруденение с ниобием, цирконием, редкими землями цериевой группы.

4. Месторождения в железистых кварцитах и гнейсах докембрийских щитов в зонах разломов, несущие урановую минерализацию.

Грейзены

Грейзены представляют собой окварцованные продукты высокотемпературного метасоматического изменения гранитоидных интрузий повышенной кислотности и вмещающих метапелитовых пород (глинистые сланцы, песчаники, кислые вулканиты). В большинстве случаев они возникают в апикальных частях небольших интрузивов или в выступах и куполах более крупных тел. Грейзенизация нередко следует за альбитизацией массивов.

Породообразующие минералы грейзенов: **кварц, мусковит, лепидолит (литиевая слюда), турмалин, флюорит.**

Полезные ископаемые, связанные с грейзенами, представлены оловянными, вольфрамовыми, реже молибденовыми, литиевыми месторождениями, а также добываемыми попутно слюдой, драгоценными камнями.

Вторичные кварциты

Вторичные кварциты - метасоматические породы, состоящие из **кварца**, примеси серицита, а также высокоглинозёмистых минералов: корунда, диаспора, каолинита и др. Рудные минералы представлены пиритом, сульфидами меди, свинца и цинка, гематитом.

По геологическому положению вторичные кварциты формируются в связи с промежуточными вулканогенно-

интрузивными комплексами, субвулканическими фациями, в полях развития эффузивных пород подводного вулканизма геосинклинальных прогибов. В первом случае с вторичными кварцитами связаны месторождения медных и медно-молибденовых сульфидных руд. В полях развития вулканитов спилит-кератофировой формации с вторичными кварцитами, образующимися по кислым эффузивам, связаны месторождения нерудного высокоглинозёмистого сырья (корунд, диаспор и др.), по эффузивам среднего состава - медные, медно-серебряные, полиметаллические и золото-серебряные месторождения.

Березиты

Березитизация представляет собой процесс метасоматического изменения кислых, чаще всего гипабиссальных пород. Это типичное околожильное изменение, сопровождающее кварцевые жилы.

Березиты - породы, характеризующиеся скрыто- и среднезернистым строением, состоят из **кварца** в сочетании с **серицитом** (реже мусковитом), карбонатами. Почти всегда наблюдается обильная вкрапленность кубических кристаллов **пирита**.

Связь березитов с гранитоидами имеет лишь пространственный характер. При развитии березитизации непосредственно в интрузиях с березитами обнаруживается золото-сульфидное оруденение, березитизация во вмещающих гранитоиды амфиболитах, диабазах, графитовых сланцах, гранитоидах сопровождается уран-карбонатной и пятиметальной (серебро-кобальт-никель-висмут-уран) рудной минерализацией.

Пропилиты

Пропилитизация - процесс метасоматического изменения вулканитов среднего и основного состава.

Пропилиты характеризуются скрыто-, мелкозернистым строением, зелёной окраской, сложены **хлоритом**, **актинолитом**, **альбитом**, **эпидотом**. Отличительным признаком пропилитов является присутствие в их составе **кальцита** и пирита.

С зонами пропилитизации в вулканических поясах связаны

месторождения золота, серебра, теллура, селена, в зонах трещиноватости древних складчатых областей месторождения самородной меди, пропилитизация и окварцевание эффузивов спилит-кератофировой формации сопровождается медно-колчеданным, серно-колчеданным и колчеданно-полиметаллическим оруденением.

Аргиллизиты

Низкотемпературные близповерхностные метасоматические образования, представленные **глинистыми минералами** гидротермального происхождения: каолинитом, алунитом, гидрослюдами, монтмориллонитом. Связанные с ними месторождения широко распространены в областях проявления альпийской и мезозойской складчатости и в современных вулканических поясах. Аргиллизация развивается за счёт эффузивов кислого и среднего состава и захватывает породы субвулканических интрузивов. Иногда связанное с аргиллизацией оруденение локализуется и в осадочных породах: туффитах, глинистых сланцах, песчаниках.

С зонами аргиллизитов и серецитолитов обнаруживают связь ряд рудных формаций: сульфидно-касситеритовая (олово), сульфидно-вольфрамитовая, серебряная полиметаллическая, молибден-урановая и др.

Серпентиниты

Серпентиниты или змеевики образуются в результате гидротермального аутометасоматоза и аллометасоматоза ультраосновных пород - дунитов и перидотитов. Наряду с **серпентином** в составе их может присутствовать **хризотил-асбест**, являющийся объектом промышленной разработки.

Талькиты

При воздействии на ультраосновные породы кислых гидротерм, содержащих CO_2 , образуются **тальковые** или **тальк-карбонатные** породы, где карбонаты представлены магнезиальными или железисто-магнезиальными разновидностями.

Листвениты

Лиственитизация вызывается теми же растворами, что и березитизация, но изменению подвергаются ультраосновные, реже основные породы.

Листвениты - буроватые, белые или ярко-зелёные горные породы, состоящие из **кварца, карбонатов, мусковита** (иногда из хромсодержащей ярко-зелёной разновидности мусковита - фуксита), пирита, гематита. С некоторыми лиственитами связаны месторождения золота, а также кобальто-медные месторождения.

Карбонатиты

Метасоматические карбонатиты связаны с многостадийной метасоматической переработкой тесно ассоциирующих ультраосновных и щелочных пород. Карбонатитоносные магматические комплексы образуются исключительно в пределах платформ и причленённых к ним складчатых областей, завершающих своё развитие. Характерной их чертой является также приуроченность к зонам разломов. Рассматриваемые комплексы обычно представляют собой структуры центрального типа и имеют в целом вулканогенно-интрузивный характер (корневые части вулканов).

Карбонатиты состоят из различных **карбонатов** кальция, магния и железа, в резко подчинённом количестве присутствуют **апатит, магнетит, магнезиальный оливин**, эгирин, слюды: **флогопит, вермикулит** и др.

По составу руд выделяют три типа карбонатитов: редкометальные карбонатиты с танталовым, ниобиевым оруденением; железорудные апатит-магнетитовые и флогопитовые и вермикулитовые месторождения.

Скарны

Процессы скарнообразования относятся к ранней щелочной стадии контактового метасоматоза и происходят на границе карбонатных и алюмосиликатных пород. Последние, как правило, представлены магматическими интрузиями среднего состава

(диориты, сиениты), реже кислыми гранитоидами и породами основного состава. В зависимости от состава вмещающих карбонатных пород развивается магнезиальное или известковое (кальциевое) скарнирование.

Магнезиальные скарны формируются в непосредственном контакте доломитов с силикатными породами интрузий гранитоидного, реже габброидного состава. Типичными минералами магнезиальных скарнов являются **кальцит**, **магнезиальный оливин** - форстерит, **диопсид**, иногда флогопит (магнезиальная слюда изоморфного ряда биотита). Магнезиальные скарны обычно встречаются в древних докембрийских массивах. С магнезиальными скарнами связаны месторождения магнетитовых железных руд, вольфрама, бериллия, цветных металлов, бора, флогопита, хризотил-асбеста, талька.

Известковые скарны в отличие от магнезиальных формируются в контактовой зоне интрузий с известняками, мраморами, известняково-сланцевыми и известняково-эффузивными толщами. Как исключение скарны возникают за счёт силикатных вмещающих пород. Типичными минералами известковистых скарнов являются известково-железистые и известковистые силикаты: **гранаты** андрадитового ряда, **диопсид**, **эпидот**, амфиболы и др., а также **кальцит**, рудные минералы: магнетит, сульфиды. Скарны пользуются преимущественным развитием в складчатых областях, значительно реже они формируются в платформенных условиях развития территорий.

По генезису известковые скарны рассматриваются как преимущественно биметасоматические образования, т.е. возникают при встречной диффузии: CaO из карбонатных пород, Al₂O₃ и SiO₂ из алюмосилкатных пород интрузий вследствие их химического антагонизма. Наряду с контактово-реакционными выделяются контактово-инфильтрационные скарны, образующиеся в результате воздействия на породы контакта поступающих по системам трещин с глубины постмагматических и трансмагматических растворов.

Рудоносность известковых скарнов имеет существенное значение в общем балансе минеральных ресурсов. С ними связаны месторождения железных руд, меди, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, золота, олова, бериллия. В докембрийских щитах

известны месторождения урана, тория и редких земель.

Контрольные вопросы к лабораторной работе № 5

1. Какими структурно-текстурными особенностями обладают метаморфические породы различных видов метаморфизма?
2. Минеральный состав метаморфических пород.
3. Основные представители пород динамического метаморфизма.
4. Охарактеризуйте метаморфические фации и назовите основных представителей пород динамо-термального и контактово-термального метаморфизма.
5. Метасоматические горные породы.

Рекомендуемая литература

1. Белоусова О. Н. Общий курс петрографии /О. Н. Белоусова, В. В. Михина. – М. : Недра, 1972. – 344 с.
2. Миловский, А. В. Минералогия и петрография/ А. В. Миловский. – М.: Недра, 1985. – 432 с.
3. Трусова, И. Ф. Петрография магматических и метаморфических горных пород / И. Ф. Трусова, В. И. Чернов. – М.: Недра, 1982. – 272 с.

Приложение 1

Министерство образования и науки
Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Кузбасский государственный технический университет
имени Т. Ф. Горбачева»

Кафедра геологии

ОТЧЕТ

**по лабораторной работе № 5
раздела «Петрография»**

Метаморфические и метасоматические горные породы

Составил студент гр. ГПс-131
Иванов С.А.

Проверил доцент: Петров А.В.

Кемерово 2013

Форма и примеры описания метаморфических и метасоматических пород

№ образца	Структура	Текстура	Цвет	Минеральный состав	Группа пород (в соответствии с видом метаморфизма)	Группа фаций метаморфизма (для пород контактово-термального и динамотермального метаморфизма)	Процессы и продукты согласно классификации метасоматических пород	Название породы
14-5	Брекчиевидная	Однородная неориентированная	Серый	Обломки песчаника в раздробленной породе	Динамического метаморфизма	-	-	Тектоническая брекчия
14-6	Гранобластовая, роговиковая равномернoзернистая	Пятнистая неориентированная	Зеленовато-серый	Роговая обманка, плагиоклаз	Контактово-термального метаморфизма	A ₂ – амфибол-роговиковая	-	Плагиоклаз-роговообманковый роговик
15-6	Бластоалевропелитовая	Однородная, сланцеватая, реликтовая, слоистая	Светлый, зеленовато-серый	Глинистые минералы, серицит, хлорит, кварц, полевой шпат	Динамотермального метаморфизма (метаморфизованная порода)	-	-	Алевроглинистый сланец
21-7	Лепидогранобластовая, порфиробластовая	Полосчатая, грубосланцеватая	Светло-серый	Кварц, кислый плагиоклаз, биотит, дистен	Динамотермального метаморфизма (метаморфическая порода)	C ₂ – дистеновых гнейсов и амфиболитов	-	Биотит-дистеновый гнейс

Окончание приложения 2

№ образца	Структура	Текстура	Цвет	Минеральный состав	Группа пород (в соответствии с видом метаморфизма)	Группа фаций метаморфизма (для пород контакто-термального и динамотермального метаморфизма)	Процессы и продукты согласно классификации метасоматических пород	Название породы
18-6	Лепидобластовая, равномерно-зернистая	Однородная, неориентированная	Белый	Тальк	Метасоматического метаморфизма	-	Продукты средне- и низкотемпературного регионального метасоматоза	Талькит
21-7	Нематогра-нобластовая, неравномерно-зернистая	Пятнистая, неориентированная	Зеленовато-бурый	Гранат андрадитового ряда, эпидот, кальцит, магнетит	Метасоматического метаморфизма	-	Продукты ранней щелочной стадии постмагматического метасоматоза	Известковый эпидот-гранатовый скарн