

**МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ
УЗБЕКИСТАН**

**ТАШКЕНТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ
АБУ РАЙХАНА БЕРУНИ**

КОМЛЕВА З.В.

ГЕОЛОГИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ
Часть 1

УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ

Ташкент 2015

УДК 550,8:528

Геология и гидрогеология Ч.1: Учебно-методическое пособие/
З.В. Комлева. - Ташкент: ТашГТУ, 2015, 133 с

Учебно-методическое пособие к практическим работам составлено для студентов бакалавриата общеобразовательного направления 5311600– Горное дело (открытые горные работы, подземные горные работы, разработка угольных месторождений)

Данный курс предусматривает получение студентами минимума практических знаний и навыков, которые облегчат усвоение лекционного материала, а также подготовят к лучшему пониманию своей профессии и изучению в дальнейшем всех дисциплин, предусмотренных программой курса.

Печатается по решению научно-методического совета ТашГТУ.

Рецензенты:

доц. Джамалов Ж.Б. (Институт геологии и геофизики АН Узбекистана);

доц. Мирходжаев Б.И. (ТашГТУ)

© Ташкентский государственный технический университет, 2015

Введение

В пособии дано описание важных породообразующих минералов, горных пород и структурно-тектонических форм, приведена новейшая геохронологическая таблица. Также уделено внимание составлению геологических разрезов, самостоятельной работе с горным компасом.

Цель практических работ:

-научить студентов определять основные породообразующие минералы, горные породы, читать геологические карты, строить геологические разрезы.

Задачей практических работ являются:

-дать студентам необходимые теоретические и практические навыки по геологии;

-заложить первоначальные знания по строению литосферы и ее геохронологическому развитию;

-привить навыки по использованию полученных знаний в практической работе горняка;

-подготовить студентов к дальнейшему изучению профилирующих дисциплин.

В результате студент должен знать и уметь:

-морфологию минералов и их агрегатов;

-характерные особенности магматических пород;

-характерные особенности осадочных пород,

-характерные особенности метаморфических пород;

-структуры и текстуры пород;

-элементы залегания;

- составлять геологические разрезы и читать геологические карты.

Практическая работа № 1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Теоретическое обоснование работы

Верхняя каменная оболочка Земли — земная кора — сложена разнообразными по происхождению и составу горными породами, которые, в свою очередь, состоят из минералов.

Минералы – это природные химические соединения или самородные элементы, возникшие в результате разнообразных физико-химических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности.

Подробным изучением минералов занимается наука *минералогия*. В настоящее время установлено около 3500 минеральных видов. Однако лишь несколько десятков минералов (около 70) пользуются широким распространением. Они входят в состав горных пород и руд и называются *породообразующими*. Главные из этих минералов и охарактеризованы в данном курсе.

Абсолютное большинство минералов являются *твердыми кристаллическими телами* и только незначительное их число встречается в земной коре в твердом аморфном (опал, лимонит), жидком (вода, ртуть) или газообразном (углекислый газ, сероводород) состоянии.

Формы природных выделений минералов. В природе минералы встречаются либо в виде одиночных кристаллов и их сростков, либо, гораздо чаще, в виде скоплений минеральных зерен, называемых минеральными агрегатами. При этом один и тот же минерал в разных условиях может давать выделения различной формы.

Монокристаллы ~ единичные сравнительно хорошо ограненные кристаллы минералов, образуются в условиях свободного роста (в трещинах, пустотах) и в принципе могут быть продуктами почти всех минералообразующих процессов. Но, поскольку такие условия создаются не часто, природные монокристаллы сравнительно редки.

Очень часто кристаллы срастаются друг с другом. Сростки кристаллов принято делить на закономерные и закономерные.

Закономерные сростки возникают, если срастание или взаимопрорастание кристаллов происходит по каким-то определенным кристаллографическим направлениям. Они называются двойниками, тройниками при срастании двух и трех кристаллов и полисинтетическими двойниками при срастании большого числа кристаллов.

Незакономерные сростки кристаллов в основном представлены друзами.

Друзы — это сростки более или менее правильных кристаллов, нарастающих на единое основание (рис. 1а). Для их образования также необходимы открытые полости, где может происходить свободный рост кристаллов. Если в друзах кристаллы обладают близкими размерами, одинаково ориентированы и соприкасаются друг с другом, их называют *щетка*ми. А скопления на едином основании очень мелких кристалликов формируют кристаллические *корки*.

Землистые и *плотные* (сплошные массы) агрегаты характеризуются тем, что в них отдельные минеральные зерна не различимы невооруженным глазом. При этом в землистых агрегатах сцепление между минеральными частицами невелико и они легко отделяются друг от друга (пачкают руки). Подобные выделения характерны в основном для экзогенных минералообразующих процессов.

Округлые агрегаты. К этой группе могут быть отнесены секреции, конкреции и оолиты.

Секреции образуются при заполнении минеральным веществом *округлых* пустот в горных породах. При этом минеральное вещество отлагается на стенках полости, постепенно заполняя ее от периферии к центру. Поэтому секреции часто имеют концентрически-зональное внутреннее строение. В центре секреций могут оставаться полости. Мелкие секреции (до 10 мм) называют миндалинами, крупные с полостью внутри — жеодами (рис. 1б).

Конкреции представляют собой стяжения шарообразной или неправильной округлой формы. Они формируются за счет отложения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации и часто имеют радиально-лучистое внутреннее

строение. В отличие от секретий рост конкреций происходит от центра к периферии (рис. 1в).

Оолитами называют мелкие (до 10 мм в поперечнике), обычно сцементированные округлые выделения, чаще всего сходные по внутреннему строению с конкрециями. Они образуются при выделении минерального вещества из водных сред (рис. 1 г).

Все округлые формы выделения характерны для минералов экзогенного происхождения.

Натечные агрегаты также характерны для экзогенных минералообразующих процессов. Они формируются в пустотах при медленной кристаллизации вещества из растворов (преимущественно коллоидных) или при их испарении. Имеют различную форму — почковидную, гроздевидную, столбчатую, неправильную. Натёки, свисающие в виде сосулек сверху, называют *сталактитами*, поднимающиеся им навстречу снизу — *сталагмитами*, срастаясь, они образуют сталагматы (рис. 1 е).

Крупные шаровидные натечные формы с блестящей поверхностью называют стеклянными головами.

Тонкие пленки, покрывающие поверхность горных пород и минералов, стенки трещин, называют налетами, примазками, выцветами. Образование их связано в основном с процессами выветривания.

Сравнительно редкими формами выделений минералов являются дендриты и псевдоморфозы.

Дендриты — это выделения, напоминающие по форме веточки дерева (рис. 1 ж), что и определяет их название (от греч. «дендрос» — дерево). Они образуются при неравномерном отложении минерального вещества в различных направлениях или при его быстрой кристаллизации в тонких трещинах.

Псевдоморфозы (от «псевдо» — ложный, «морфе» — форма) образуются вследствие замещения минеральным веществом каких-то других образований, например, органических остатков, при этом форма последних сохраняется.

Диагностические свойства минералов. Все свойства минералов, как твердых кристаллических тел, зависят от их химического состава и внутреннего строения (кристаллической структуры). Их точная диагностика производится с помощью

различных аналитических методов — химического, спектрального, рентгеноструктурного, электронно-микроскопического и др.

Однако в полевой геологической практике часто возникает необходимость визуального определения минералов без использования лабораторных методов исследования. Простейшие свойства, по которым минералы определяются на глаз, называют диагностическими свойствами. Большинство из них являются физическими.

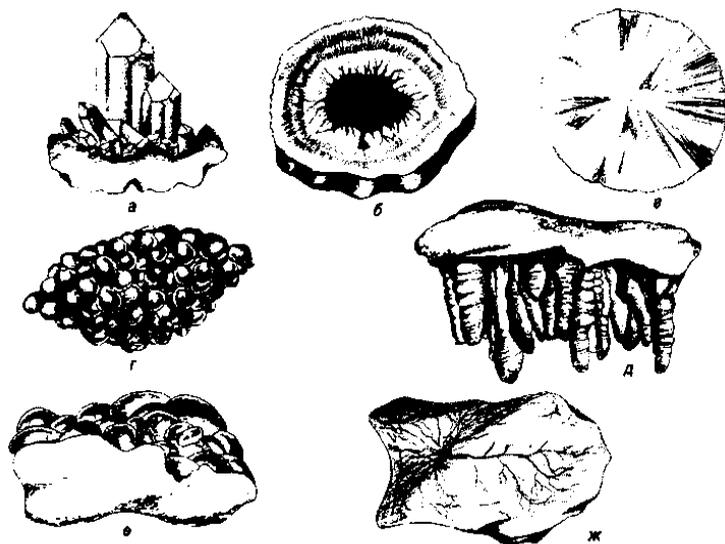


Рис. 1. Формы выделений минералов: а- друзы; б-секреции; в- конкреции; г-оолиты; д-сталактиты; е-почки; ж-дендриты.

Следует помнить, что любой минерал может быть определен только по комплексу его диагностических свойств. Отдельные свойства могут быть одинаковыми у разных минералов или, наоборот, меняться у одного и того же минерала в зависимости от химического состава, наличия механических примесей, форм выделения. Лишь в редких случаях отдельные свойства бывают настолько характерными, что по ним одним можно диагностировать минерал.

Все диагностические свойства минералов можно разделить на три группы: оптические, механические и прочие.

Свойства двух первых групп определяются для всех минералов. К группе прочих отнесены свойства, используемые для диагностики только каких-то определенных минералов.

Оптические свойства минералов. Цвет (окраска) минералов. Минералы могут иметь самую разнообразную окраску, и, описывая минерал, нужно стремиться к возможно более точному ее определению путем сравнения с цветом общеизвестных предметов, например: молочно-белый, лимонно-желтый, травяно-зеленый, свинцово-серый и т. д.

В зависимости от причин, ее вызывающих, можно выделить три вида окраски минералов: *идиохроматическую*, *аллохроматическую* и *псевдохроматическую*.

Идиохроматическая окраска (от греч. «идиос» — собственный, «хрома» — цвет) обычно обусловлена кристаллохимическими особенностями самого минерала. Чаще всего она вызывается вхождением в состав минералов хромофоров — элементов-носителей окраски (Fe, Ca, Ni, Cr, Mn, Co и др.). В зависимости от валентного состояния эти элементы окрашивают минералы в разные тона. Минералы с идиохроматической природой окраски всегда обладают *постоянным* цветом, который является для них важнейшим диагностическим признаком. Даже названия многим минералам даны именно по этому признаку, например, рубин (от лат. «рубер» — красный), хлорит (от греч. «хлорос» — зеленый), альбит (от лат. «альбус» — белый), гематит (от греч. «гематикос» — кровавый) и др.

Аллохроматическая окраска (от греч. «аллос» — чужой, посторонний) не зависит от кристаллической природы самого минерала, а связана с тонко рассеянными в нем посторонними механическими примесями. Цвет минерала в этом случае не постоянен и не может служить определяющим диагностическим признаком. Например, такой распространенный минерал, как кварц, может быть молочно-белым, серым, бесцветным прозрачным (горный хрусталь), розовым, фиолетовым (аметист), золотисто-желтым (цитрин). Разнообразную окраску также могут иметь кальцит, гипс, доломит, барит и др.

Псевдохроматическая (ложная) окраска вызывается оптическими эффектами, чаще всего интерференцией света при его отражении от трещин, включений в минералах, тонких пленок на их поверхности.

Так, у минерала лабрадора, вследствие интерференции света, отраженного от плоскостей спайности и микроскопических трещин, выполненных ильменитом (FeTiO_3), возникает красивое внутреннее свечение в голубовато-синих, а иногда и радужных тонах, называемое *иризацией*.

На слегка окисленной поверхности некоторых минералов (халькопирит, борнит) часто наблюдаются тонкие пленки с характерной пестрой радужной окраской, называемые *побежалостью*. Таким образом, иризация и побежалость являются наиболее распространенными видами ложной окраски.

Цвет черты (или цвет минерала в порошке) определяется путем проведения куском минерала по шероховатой поверхности фарфоровой пластинки (бисквита). При этом четкую черту оставляют только ясноокрашенные минералы, твердость которых меньше твердости фарфора. Более твердые минералы черты не дают (они царапают фарфор), а бесцветные плохо окрашенные минералы, как правило, имеют плохо заметную белесую черту.

Цвет черты может, как совпадать с собственным цветом минерала, так и отличаться от него. Так, у малиново-красной киновари и желтой серы черта имеет ту же окраску, тогда как у золотисто-желтого пирита она черная.

Для некоторых минералов цвет черты является важным диагностическим признаком. Например, гематит, лимонит и магнетит, часто имеющие в куске близкую окраску, легко различаются по цвету черты — соответственно красно-бурой, ржаво-желтой и черной. Характерную зеленовато-серую черту имеет хромит, желтовато-коричневую — сфалерит.

Блеск минералов, или способность отражать падающий на них свет, является важным диагностическим свойством, так как зависит от оптических констант минерала — показателя преломления и показателя отражения. Последние, в свою очередь, обусловлены кристаллохимическими особенностями минералов, и прежде всего плотностью кристаллических решеток и типами химических связей в

них. По характеру блеска минералы можно разделить на три группы: с *металлическим*, *полуметаллическим* и *неметаллическим* блеском.

Металлический блеск напоминает блеск гладкой свежей поверхности металла. Он характерен для непрозрачных минералов, большинство из которых являются рудными (галенит, пирит, халькопирит, самородные золото, серебро, платина). Названия некоторым из этих минералов первоначально давались по их интенсивному металлическому блеску, например, свинцовый блеск (галенит), сурьмяный блеск (антимонит) и др.

Полуметаллический блеск сходен с блеском потускневшей поверхности металла и встречается у непрозрачных и полупрозрачных минералов (графит, гематит, темный сфалерит, магнетит).

Неметаллический блеск наиболее широко распространен. Он характерен для целого ряда прозрачных и полупрозрачных минералов. Выделяется достаточно большое количество его разновидностей.

Стекланный, напоминающий блеск поверхности стекла. Это самый распространенный вид блеска, им обладают около 70 % всех минералов (кварц на гранях кристаллов, кальцит, доломит, флюорит, полевые шпаты и др.).

Алмазный — очень сильный искрящийся блеск, нередко затушевывающий собственную окраску минерала (алмаз, светлый сфалерит, касситерит и др.).

Жирный, близкий к стеклянному, но несколько более тусклый блеск, когда поверхность минерала кажется покрытой пленочкой жира (кварц на изломе, нефелин, самородная сера).

Перламутровый — аналогичен блеску перламутровой раковины с радужными переливами, характерен для пластинчатых минеральных агрегатов (мусковит, гипс, тальк).

Шелковистый — наблюдается при тонковолокнистом строении минералов и напоминает блеск шелковых нитей (асбест, волокнистый гипс).

Восковый — тусклый, напоминающий блеск воска; характерен для агрегатов с достаточно грубой поверхностью (халцедон, кремь).

Матовый блеск, когда минералы практически не блестят, встречается у тонкодисперсных землистых минеральных агрегатов (каолинит, лимонит, глауконит).

Следует помнить, что блеск нужно определять на свежей поверхности минерала, а интенсивность его часто зависит от формы минерального агрегата. Например, чешуйчатая разновидность гематита (железная слюдка) имеет металлический блеск, у сплошных масс того же минерала он становится более тусклым полуметаллическим, а у землистых выделений гематита — матовым.

Прозрачность определяется способностью минералов пропускать падающий на них свет.

По степени прозрачности макроскопически все минералы, наблюдающиеся в отдельных кристаллах или их сростках, делятся на:

прозрачные, через которые отчетливо видны предметы (кристаллы горного хрусталя, исландского шпата, отдельные пластинки мусковита);

полупрозрачные, через которые, как через матовое стекло, видны лишь очертания отдельных предметов (гипс, флюорит);

просвечивающие, пропускающие свет лишь в тонком слое; непрозрачные (все минералы с металлическим блеском).

Когда мы имеем дело со сравнительно мелкозернистыми минеральными агрегатами, свет, многократно преломляясь и отражаясь от различно ориентированных зерен, в конце концов рассеивается и отражается. Вследствие этого зернистые агрегаты любых минералов часто кажутся непрозрачными.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить физические свойства минералов, их особенности и закономерности. Научиться определять цвет, цвет черты, блеск, прозрачность.

Необходимые материалы и приборы: Учебные коллекции минералов, шкала Мооса, неглазуванная фарфоровая пластинка (бисквит), пинцет, лупа, кислота HCl (9%), магнит, горный компас, руководство по определению минералов, пособие к практическим занятиям по общей геологии, тетрадь, ручка.

Ход работы:

1. Определить цвет черты с помощью фарфоровой пластинки у рудных и нерудных минералов. Разделить их на две группы по цветам

и прозрачности.

2. Научиться различать у минералов цвет, блеск, прозрачность.

3. Выяснить и записать в рабочей тетради, какие минералы взаимодействуют с HCl.

4. Из коллекции отобрать минералы с ирризацией (лабрадор, солнечный камень, адуляр) и побежалостью (пирит, халькопирит, борнит).

Контрольные вопросы:

1. Что такое блеск минерала?

2. Что такое прозрачность минерала?

3. Перечислите степени прозрачности минерала.

4. На какие группы делятся минералы по блеску?

5. От чего зависит окраска минерала?

6. В каких случаях используют цвет черты в порошке?

Практическая работа № 2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Теоретическое обоснование работы

Механические свойства минералов

Твердость является одним из важнейших диагностических свойств минералов.

Под твердостью понимается способность минералов противостоять внешнему механическому воздействию.

В практической минералогии определяется относительная твердость путем царапания одного минерала другим. Для этих целей используется шкала твердости Мооса (табл.1), представленная ниже.

Каждый минерал шкалы твердости царапает предыдущие, а последующие оставляют царапину на нем.

Для определения твердости по свежей поверхности минерала с усилием проводят острым углом минерала-эталоны, а затем стирают с поверхности минерала порошок, чтобы убедиться в наличии или отсутствии на ней царапины. Так, если эталоны 1, 2, 3, 4 не царапают минерал, а эталон 5 оставляет на нем царапину, твердость исследуемого минерала — 4,5. Минералы с одинаковой твердостью обычно взаимно царапают друг друга.

Для приблизительной оценки твердости часто используют широко распространенные предметы: ноготь (твердость 2), стекло

(твердость 5), лезвие стального ножа (твердость 6).

По твердости минералы можно разделить на три группы:

мягкие — царапаются ногтем (талек, гипс, графит);

средней твердости — не царапаются ногтем и не оставляют царапины на стекле (кальцит, галенит, халькопирит);

твердые — царапают стекло (кварц, полевые шпаты, пирит, магнетит).

Таблица 1

ШКАЛА МООСА

Минералы	Порядок возрастания твердости	Определение твердости минерала по шкале Мооса	Твердость кг/мм ²
Талек $Mg_3 [Si_4O_{10}] [OH]_2$	1	на ощупь жирный	2,4
Гипс $CaSO_4 * 2H_2O$	2	чертит на бумаге, можно легко поцарапать ногтями	36
Кальцит $CaCO_3$	3		109
Флюорит CaF_2	4	на стекле не царапает	189
Апатит $Ca_5[PO_4]_3, (F, Cl)$	5		536
Ортоклаз $K [AlSi_3O_8]$	6	царапает стекло	795
Кварц SiO_2	7	легко чертит стекло	1120
Топаз $Al_2[F,OH]_2[SiO_4]$	8	режет стекло	1427
Корунд Al_2O_3	9	режет стекло	2060
Алмаз C	10	легко режет стекло	10060

Точное определение твердости производится на специальных приборах — склерометрах, снабженных алмазным или металлическим острием.

Плотность (удельный вес). Это свойство зависит, в первую очередь, от химического состава минералов. Естественно, что минералы, имеющие в своем составе элементы с большим порядковым номером, обладают и большим удельным весом. Значительную роль играют также плотность упаковки и структурный мотив кристаллической решетки.

Плотность минералов изменяется в широких пределах от 600 до 27 000 кг/м³ (или от 0,6 до 27 г/см³) и точно определяется в лабораторных условиях.

При макроскопическом определении плотность оценивается приблизительно путем «взвешивания» минерала на руке с оценкой «легкий», «средний», «тяжелый».

К легким относятся минералы с плотностью до 2500 кг/м³ (2,5 г/см³) — сера, галит, опал.

Средней плотностью (от 2500 до 40 000 кг/м³) (2,5-4 г/см³) обладает большинство породообразующих минералов (кварц, кальцит, полевые шпаты, слюды, апатит, флюорит и др.).

Тяжелыми считаются минералы с плотностью более 4000 кг/м³ (4 г/см³); чаще всего это рудные минералы (галенит, пирит, халькопирит, магнетит и др.).

Следует отметить, что определение плотности с уверенностью можно производить только в мономинеральных образцах, при этом часто прибегают к сравнению близких по размерам образцов различных минералов.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить механические и прочие свойства минералов, их особенности и закономерности. Научиться определять твердость, цвет, блеск, плотность и др.

Необходимые материалы и приборы: Учебные коллекции минералов, шкала Мооса, пинцет, лупа, кислота HCl (9%), магнит, горный компас, руководство по определению минералов, пособие к практическим занятиям по общей геологии тетрадь, ручка.

Ход работы:

1. Научиться различать у минералов типы цвет, блеск, плотность и др.
2. Разделить минералы на две группы твердости (от 1 до 5 и от 6 до 9).
3. Используя шкалу Мооса, стеклянную пластинку и минералы-индикаторы, определить твердость всех минералов из учебной коллекции и расположить их в порядке ее возрастания.
4. Определить плотность минерала.
5. Разделите минералы по плотности на 3 группы.

Контрольные вопросы:

1. Что такое шкала Мооса?
2. Как определить твердость минерала в полевых условиях?
3. Как определить плотность минерала?
4. Назовите виды плотности.
5. Какие ещё свойства минералов Вы знаете?

Практическая работа № 3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Теоретическое обоснование работы

Спайность и излом. Спайность — способность минералов раскалываться или расщепляться по определенным кристаллографическим направлениям с образованием ровных гладких плоскостей, называемых плоскостями спайности.

Плоскости спайности ориентированы параллельно действительным или возможным граням кристаллов. Это свойство всецело зависит от внутреннего строения минералов и проявляется в тех направлениях, в которых силы сцепления между материальными частицами кристаллических решеток наименьшие.

В зависимости от степени совершенства выделяют несколько видов спайности.

Весьма совершенная — минерал легко расщепляется на отдельные тонкие пластинки или листочки, расколоть его в другом

направлении очень трудно (слюды, гипс, тальк, хлорит).

Совершенная — минерал сравнительно легко раскалывается преимущественно по плоскостям спайности, причем отбитые кусочки часто напоминают отдельные кристаллы (кальцит, галенит, галит, флюорит).

Средняя — при раскалывании образуются как плоскости спайности, так и неровные изломы по случайным направлениям (пироксены, полевые шпаты).

Несовершенная — минералы раскалываются по произвольным направлениям с образованием неровных поверхностей излома, отдельные плоскости спайности обнаруживаются с трудом (самородная сера, пирит, апатит, оливин).

У некоторых минералов при раскалывании образуются только неровные поверхности, в этом случае говорят о весьма несовершенной спайности или отсутствии ее (кварц).

Спайность может проявляться в одном, двух, трех, редко более направлениях. Для более детальной характеристики ее указывают направление, в котором проходит спайность, например, по ромбоэдру — у кальцита, по кубу — у галита и галенита, по октаэдру — у флюорита.

Спайность с уверенностью можно определить только в сравнительно крупнозернистых минеральных агрегатах.

Плоскости спайности важно уметь отличать от граней кристаллов: первые обычно обладают более сильным блеском, образуют ряд параллельных друг другу плоскостей и в отличие от граней кристаллов на них не наблюдается штриховки.

Кроме спайности, некоторые минералы имеют также и плоскости отдельности. Отдельность чаще всего связана с включениями других минералов, расположенных в виде тончайших прокладок вдоль плоскостей плотнейшей упаковки в кристаллической решетке минерала- хозяина. Именно по этим ослабленным плоскостям и происходит раскалывание (корунд).

Спайность тесно связана с *изломом*, то есть общим видом поверхности минерала, образующейся при его раскалывании или разламывании. При наличии у минерала весьма совершенной, совершенной, а иногда и средней спайности его излом, как правило, ровный пластинчатый или ступенчатый. Если спайность

несовершенная или весьма несовершенная, излом бывает неровным или раковистым, то есть имеющим вид вогнутой поверхности, напоминающей раковину. Для минералов игольчатого и волокнистого строения характерен занозистый излом (роговая обманка, асбест); для агрегатов с шероховатой неровной поверхностью — землистый, когда поверхность минерала как бы покрыта налетом пыли (каолинит, лимонит). Некоторые виды спайности и излома показаны на рис.1-2.

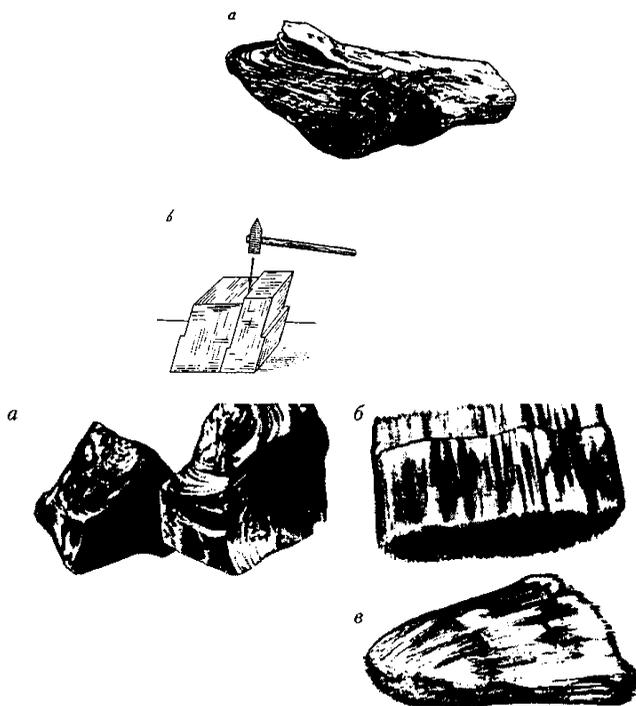


Рис.1. Спайность минералов: а- весьма совершенная слюды; б- совершенная в трех направлениях по граням ромбоэдра кальцита.

Рис. 2. Излом минералов: а- раковистый дымчатого кварца; занозистый гипса (б) и роговой обманки (в).

Прочие свойства минералов

Как уже отмечалось, к этой группе отнесены свойства, которыми обладают только какие-то определенные минералы.

Магнитность. Существует сравнительно небольшое число минералов, обладающих магнитными свойствами (магнетит, титаномагнетит, пирротин, платина), поэтому этот признак имеет важное диагностическое значение.

Испытание на магнитность производится путем поднесения минерала к концам свободно вращающейся магнитной стрелки компаса, которую магнитные минералы отклоняют. Из изучаемых минералов сильными магнитными свойствами обладает магнетит.

Реакция с разбавленной *соляной кислотой* используется для диагностики минералов класса карбонатов (солей угольной кислоты) и сопровождается выделением пузырьков углекислого газа. Интенсивность протекания реакции не одинакова для различных минералов, что и служит основой для их распознавания. Кальцит бурно реагирует с кислотой в куске (вскипает), доломит вступает в реакцию только в порошке, а магнезит реагирует лишь с подогретой соляной кислотой.

Растворимость в воде (вкус). Большинство минералов являются трудно растворимыми соединениями, и лишь минералы группы солей (хлориды натрия и калия) легко растворяются в воде и их достаточно легко определить на вкус. Соленым вкусом обладает поваренная соль (галит), а горько-соленым — сильвин.

Гигроскопичность — это свойство минералов увлажняться, поглощая водяные пары. При этом легко растворимые минералы (карналлит, сильвин, галит) как бы расплываются, и поверхность их агрегатов приобретает характерный сглаженный характер. Нерастворимые тонкодисперсные минералы (каолинит, глауконит) становятся более пластичными и прилипают к влажным предметам (пальцам, языку).

Из других свойств, которые можно использовать для определения некоторых минералов, можно упомянуть двойное лучепреломление кристаллов прозрачного кальцита (исландского шпата); характерный запах, который могут издавать минералы при ударе (чесночный, например, у мышьяковистых соединений); радиоактивность урансодержащих минералов; люминесценцию, то

есть способность к свечению под влиянием внешних воздействий, например, ультрафиолетового излучения (шеелит, флюорит).

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить механические и прочие свойства минералов, их особенности и закономерности. Научиться определять спайность, излом, магнитность и др.

Необходимые материалы и приборы: Учебные коллекции минералов, шкала Мооса, пинцет, лупа, кислота HCl (9%), магнит, горный компас, руководство по определению минералов, пособие к практическим занятиям по общей геологии, тетрадь, ручка.

Ход работы:

- 1 Научиться различать у минералов типы спайности, излом, магнитность и др.
- 2 Разделить минералы на две группы твердости (от 1 до 5 и от 6 до 9).
- 3 Определить группу карбонатов с помощью соляной кислоты.
- 4 Проверить соли на растворимость.
- 5 С помощью компаса определить минералы, обладающие магнитными свойствами (магнетит, пирротин).

Контрольные вопросы:

- 1 Что такое спайность?
- 2 Что такое излом?
- 3 Что такое магнитность, какие минералы обладают ею?
- 4 Какие ещё свойства минералов Вы знаете?
- 5 Назовите типы спайности.
- 6 Как определить твердость минералов в полевых условиях?

Практическая работа № 4. КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Теоретическое обоснование работы

Современная классификация минералов основывается как на химическом составе, так и на кристаллической структуре и генезисе вещества. Работами ряда ученых (Н. В. Белов, А. Г. Бетехтин и др.) установлена взаимосвязь между химическим составом, физическими свойствами и кристаллическим строением вещества. Внутренняя структура минералов определяется в настоящее время рентгенометрическим методом исследований.

По химическому составу и кристаллическому строению все известные минералы разбиваются на несколько подразделений (классов и подклассов), из которых важнейшими являются: 1) самородные элементы, 2) сульфиды, 3) окислы и гидроокислы, 4) галоидные соединения, 5) соли кислородных кислот и 6) углеродистые соединения. В ряде классов минералы разделяются на подклассы, а внутри последних — на группы минералов.

С а м о р о д н ы е э л е м е н т ы

К классу самородных элементов относятся: платина, золото, серебро, алмаз, графит, сера, медь и др. Минералы этой группы состоят из одного химического элемента или смеси двух элементов, не пользуются широким распространением, но чрезвычайно важны в практическом отношении. Довольно широко распространенными из них являются только графит и сера.

С у л ь ф и д ы

Сульфиды, или сернистые соединения элементов главным образом, тяжелых металлов, не являются порообразующими минералами, но представляют большой интерес как руды цветных и черных металлов.

О к и с л ы и г и д р о о к и с л ы

Минералы класса окислов и гидроокислов представляют собой соединение элементов с кислородом и гидроксильной группой ОН. Они широко распространены, составляя около 17% всей массы земной коры.

Г а л о и д н ы е с о е д и н е н и я

Соли галоидно-водородных кислот образуют около 100 минералов. Их роль как породообразующих минералов невелика, но они важны в общегеологическом и практическом отношении. Наиболее распространены из минералов этого класса хлористые соединения

К а р б о н а т ы

Карбонаты очень широко распространены в верхних частях земной коры. Сюда относятся кальцит, магнезит, доломит, сидерит и другие минералы.

С у л ь ф а т ы

Для сульфатов, как и для карбонатов характерны низкая твердость, светлая окраска и небольшой удельный вес. Сульфаты широко используются в медицине, химической и строительной промышленности.

Ф о с ф а т ы

Фосфаты представляют собой соли фосфорных кислот. В этот класс входит большое число минералов, но особенно важное значение как породообразующие минералы и как сырье для производства удобрений имеют апатит и фосфорит. Они обычно образуют радиально-лучистые и скрытокристаллические конкреции.

С и л и к а т ы

К классу силикатов относится наиболее многочисленная группа минералов, составляющая по весу более 85 % всей земной коры. Минералы этой группы входят в состав большинства горных пород.

В основу классификации силикатов положен способ соединения тетраэдров. Кремнекислородные тетраэдры могут быть обособлены один от другого и могут соединяться посредством общих кислородных ионов через вершины тетраэдров, образуя сложные комплексно-анионные радикалы.

Все минералы силикатов подразделяются в зависимости от способов сочленения кремнекислородных тетраэдров на следующие группы: 1) островные, 2) кольцевые, 3) цепочечные, 4) ленточные, 5) слоистые и 6) каркасные.

Углеродистые соединения.

Углеродистые соединения существенно отличаются от многих минералов по происхождению, химическим свойствам и кристаллическому строению.

К этому классу относятся торф, каменный уголь, нефть. Они фактически являются горными породами и будут рассмотрены в разделе осадочных пород. К минералам, состоящим из углеводородов с небольшим количеством кислорода, можно отнести асфальт, озокерит, янтарь.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить классы, типы и виды (разновидности) минералов, согласно принятой систематики. Научиться выделять физические свойства минералов и на основании этого идентифицировать их (определять).

Необходимые материалы и приборы: Учебные коллекции минералов (по классам) – самородные, сульфиды, окислы и гидроокислы, сульфаты, карбонаты, фосфаты, силикаты; шкала Мооса, кислота HCl, фарфоровая пластинка, горный компас, магнит. Определитель минералов. Таблицы для определения минеральных видов. Пособие к практическим занятиям по общей геологии тетрадь, ручка.

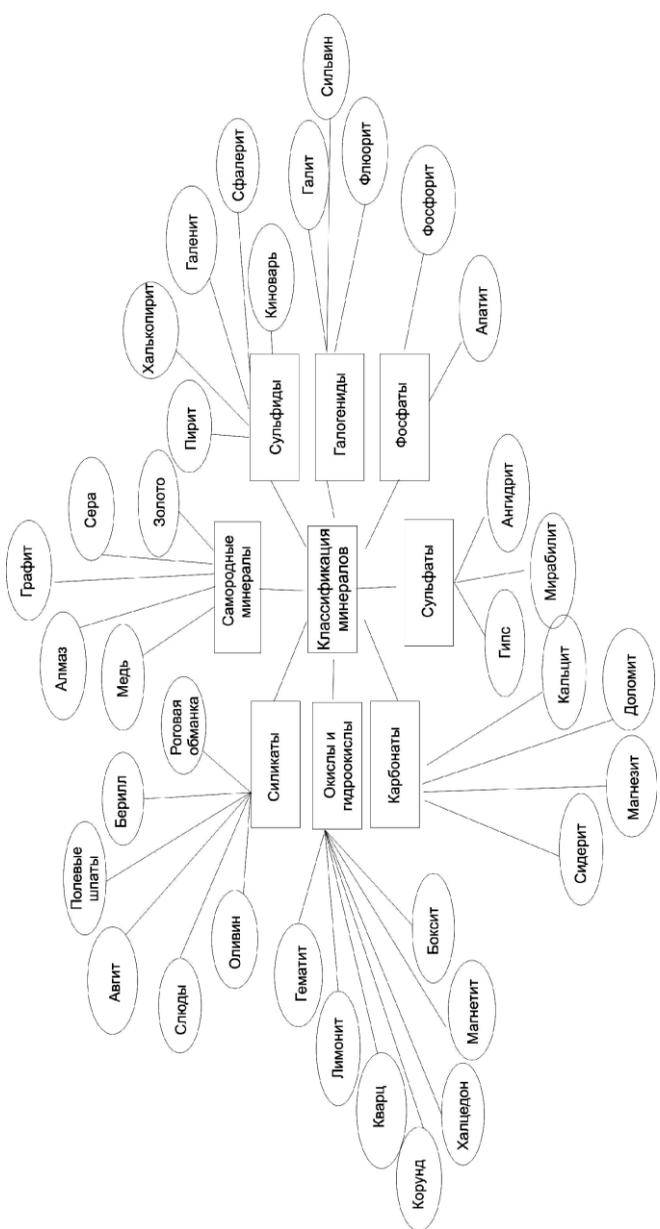


Рис. 1. Химическая классификация минералов (простой кластер)

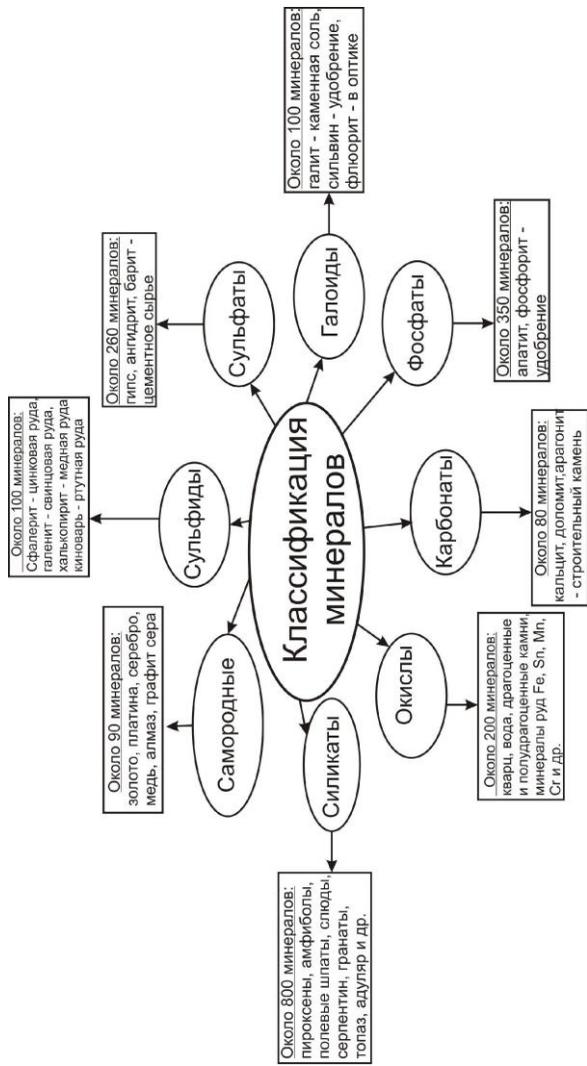


Рис. 2. Химическая классификация минералов (расширенный кластер)

Ход работы:

1. Ознакомиться с минеральными видами и расположить их в коллекции по классам (классифицировать).
2. Используя оборудование, определители, провести диагностику неизвестных минералов и по совокупности характерных для них физических свойств найти названия в таблицах определителя – 40 образцов.
3. При выяснении всех физических свойств записи производятся в рабочей тетради в виде таблицы.
4. Нарисуйте Кластер, используя данные этой практической работы

Контрольные вопросы:

1. Как подразделяются минералы по классам?
2. Перечислите классы минералов по химической классификации.
3. Дайте краткую характеристику классов.
4. Чем отличаются углеродистые соединения от других минералов?
5. Как подразделяются минералы класса «силикаты»?

Практическая работа № 5. ИЗУЧЕНИЕ САМОРОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, СУЛЬФИДОВ, ГАЛОИДОВ, ОКИСЛОВ И СУЛЬФАТОВ.

Теоретическое обоснование работы

Описание главных породообразующих и рудных минералов

Тип «самородные элементы»

К этому типу принадлежат минералы, состоящие из одного химического элемента. Среди них выделяются самородные металлы (золото, серебро, платина и металлы ее группы), полуметаллы (висмут, мышьяк, сурьма) и самородные неметаллы (сера и графит), которые наиболее распространены.

Общее весовое содержание самородных элементов в земной коре невелико и не превышает 0,1 %. К собственно породообразующим в этой группе минералов можно отнести только графит, однако практи-

ческое значение большинства из них достаточно велико.

Серa S. Устойчивая при комнатной температуре полиморфная модификация серы относится к ромбической сингонии и называется А-серой или просто серой.

Встречается в виде кристаллических, землистых, порошковатых масс, налетов и корочек, довольно часто образует хорошие кристаллы.

Цвет желтый, часто с различными оттенками, черта неясная слабо-желтоватая;

блеск жирный, в кристаллах просвечивает или прозрачна;

твердость 2;

спайность несовершенная;

излом раковистый или неровный;

по удельному весу легкая (2 кг/м^3);

очень хрупкая;

плохо проводит тепло и электричество.

Происхождение связано в основном с экзогенными процессами: образуется либо в зоне выветривания при разложении гипса и других сульфатов в присутствии органических веществ, либо как химический или биохимический осадок. Реже встречается сера вулканического происхождения.

Характерные спутники экзогенной серы — гипс, кальцит, арагонит, битумы.

Применяется в химической промышленности для получения серной кислоты, в резиновой, бумажной промышленности, медицине, сельском хозяйстве.

Графит С. Сингония гексагональная, отдельные кристаллы имеют вид шестиугольных табличек. Встречается в виде плотных, землистых и чешуйчатых агрегатов:

Цвет от железо-черного до стально-серого, черта черная, блестящая;

блеск полуметаллический, непрозрачен;

твердость 1;

спайность весьма совершенная в одном направлении;

удельный вес $2,2 \text{ г/см}^3$;

пачкает руки, пишет по бумаге;

жирный на ощупь.

Образуется в эндогенных процессах — метаморфических и магматогенных.

Используется для изготовления металлургических тиглей, электродов, сухих элементов, карандашных грифелей, смазочных материалов.

Тип «сернистые соединения» и их аналоги

Относятся к числу рудных минералов и химически представляют собой сернистые (реже селенистые, теллуристые, мышьяковистые, сурьмянистые) соединения тяжелых металлов. В земной коре на их долю приходится около 1,2 вес. %, но очень часто минералы этого типа образуют крупные концентрации в пределах месторождений полезных ископаемых. Наиболее распространены сернистые соединения, относящиеся к классу сульфидов.

Сульфиды в большинстве случаев обладают металлическим блеском, *высокой плотностью* и имеют важное промышленное значение как руды цветных и черных металлов. Образование сульфидов связано в основном с эндогенными геологическими процессами.

Пирит (серный колчедан) FeS_2 Сингония кубическая. Часто образует кристаллы изометрического облика, на кристаллах в виде кубов нередко наблюдается тонкая параллельная штриховка. Чаше встречается в виде зернистых агрегатов.

Цвет золотисто-желтый;

черта черная; блеск металлический;

непрозрачен;

твердость 6-6,5;

спайность несовершенная;

излом неровный;

тяжелый (4900-5200).

Пирит образуется в самых различных геологических процессах — собственно магматических, гидротермальных, метаморфических, редко осадочных. Ассоциирует практически со всеми сульфидами, а также с кварцем, кальцитом, лимонитом. Применяется в химической промышленности для получения серной кислоты.

Марказит FeS_2 . Представляет собой другую полиморфную модификацию сернистого железа, относящуюся к ромбической сингонии. Встречается в виде желваков, корочек, радиально-лучистых и копьевидных сростков, иногда образует псевдоморфозы по кубическим кристаллам пирита, органическим остаткам,

Цвет латуно-желтый с зеленоватым или сероватым оттенком;

черта темная, зеленовато-серая;
блеск металлический, более тусклый, чем у пирита,
непрозрачный;
твердость 5-6;
спайность несовершенная;
излом неровный или занозистый;
тяжелый, удельный вес 4600-4900.

Происхождение экзогенное — осадочное или связанное с процессами выветривания, реже эндогенное гидротермальное.

Распространен гораздо меньше пирита. В случае наличия крупных скоплений, как и пирит, используется для производства серной кислоты.

Халькопирит (медный колчедан) $CuFeS_2$. Сингония тетрагональная, но кристаллы образует редко, обычно встречается в виде сплошных или вкрапленных зернистых агрегатов.

Цвет зеленовато-желтый, характерна радужная побежалость на поверхности минерала;

черта зеленовато-черная;
блеск металлический, непрозрачен;
твердость 3,4-4;
спайность несовершенная;
излом неровный;
удельный вес 4200.

Происхождение эндогенное — гидротермальное, реже собственно магматическое. Встречается вместе с пиритом, пирротинном, магнетитом, галенитом, кварцем, кальцитом и др. Применяется в цветной металлургии, являясь важнейшей медной рудой.

Галенит (свинцовый блеск) PbS . Сингония кубическая. Отдельные кристаллы имеют форму кубов, кубооктаэдров, но встречается чаще в виде кристаллически зернистых агрегатов; плотные мелкозернистые агрегаты его называют свинчком.

Цвет свинцово-серый;
черта черная;
блеск металлический, очень яркий;
непрозрачен;
твердость 2,5;
спайность совершенная в трех направлениях по граням куба;

излом ступенчатый;

очень тяжелый (удельный вес 7500).

Образуется главным образом путем отложения из гидротермальных растворов. Самым характерным минералом-спутником является сфалерит. Используется для извлечения свинца, а также серебра, которое в виде примеси часто содержится в галените.

Сфалерит (цинковая обманка) ZnS. Сингония кубическая. Обычно образует зернистые кристаллические агрегаты, отдельные кристаллы имеют тетраэдрический облик. Иногда встречаются скрытокристаллические массы.

Цвет меняется в зависимости от содержания изоморфной примеси железа от светлого желтоватого у маложелезистых разновидностей (клеюфанов) до темно-бурого и почти черного у высокожелезистых разновидностей (марматитов);

черта соответственно цвету от светло-желтой до темно-коричневой;

блеск алмазный, реже полуметаллический;

твердость 3,5-4;

спайность совершенная в шести направлениях (по граням ромбододекаэдра);

удельный вес 3900-4200.

Происхождение чаще гидротермальное, реже контактово-метасоматическое. Обычно ассоциирует с галенитом и другими сульфидами, а из нерудных минералов — с карбонатами, кварцем, баритом.

Сфалерит является важнейшей рудой на цинк. Попутно могут извлекаться входящие в него в виде самородных примесей кадмий, индий, галлий.

Гип «галлоиды»

К галоидным минералам относятся фтористые, хлористые, бромистые и йодистые соединения, представляющие собой соли галоидоводородных кислот. Наиболее распространены среди них хлориды (соли HCL) и фториды (соли HF). Общее количество их в земной коре не превышает 0,5 вес. %, так что к главным породообразующим минералам они не принадлежат, однако некоторые из них имеют важное практическое значение.

Как правило, это минералы со светлыми тонами окраски, невысокой твердостью, стеклянным или близким к нему блеском.

Хлориды отличаются хорошей растворимостью в воде.

Галит (поваренная соль) NaCl. Сингония кубическая. Отдельные кристаллы имеют форму кубов. Чаще встречается в виде зернистых агрегатов, может образовывать налеты, корочки.

Чистый галит бесцветный или белый; различными механическими и химическими примесями может быть окрашен в серые, желтоватые, розово-красные, синие цвета, черта белая;

блеск от стеклянного до жирного, прозрачный или просвечивает;

твердость 2—2,5;

спайность совершенная в трех направлениях по кубу;

излом ступенчатый;

легкий (удельный вес 2100);

хорошо растворяется в воде, имеет соленый вкус, гигроскопичен.

Происхождение галита обычно экзогенное, он является типичным химическим осадком морских и озерных водоемов, где встречается вместе с сильвином, карналлитом, гипсом, ангидритом. Почти всегда присутствует в составе солончаков пустынных и полупустынных областей. Известны также выделения галита из вулканических газов. Применяется в пищевой и химической промышленности для получения хлора, натрия и их производных.

Флюорит (плавиновый шпат) CaF₂. Сингония кубическая. Отдельные кристаллы имеют кубический или октаэдрический облик. Встречается в виде зернистых агрегатов, плотных масс, натеків столбчатого строения.

Цвет в зависимости от содержания в минерале примесей различный — фиолетовый, зеленый, желтоватый, красный, иногда бесцветен. Наиболее характерны фиолетовые и зеленые тона, при этом окраска может меняться в пределах одного образца;

черта белая, блеск стеклянный, чаще полупрозрачный или просвечивающий; бесцветные совершенно прозрачные разновидности называют оптическим флюоритом;

твердость и спайность совершенная по октаэдру;

излом ступенчатый в четырех направлениях;

удельный вес 3100.

Происхождение в основном гидротермальное, реже пневматолитовое. Встречается с кварцем, кальцитом, сульфидами.

Применяется в химической промышленности для получения соединений фтора, в оптике, в металлургии для производства легкоплавких шлаков.

Тип «кислородные соединения»

Поскольку кислород является самым распространенным элементом земной коры, он входит в состав абсолютного большинства минералов (около 97 %), которые и называют кислородными соединениями. В зависимости от типа соединения или кислотного остатка их делят на целый ряд классов.

Класс «окислы и гидроокислы»

Минералы этого класса представляют собой достаточно простые соединения химических элементов с кислородом и гидроокислом (ОН). По количеству входящих в него минералов занимает одно из первых мест: на долю окислов и гидроокислов приходится около 17 % от массы земной коры. Из них около 12,6% составляют соединения кремния и 3 % — соединения железа. Свойства минералов этого класса весьма разнообразны, а образование их происходит как в эндогенных, так и в экзогенных условиях. Являются важными породообразующими или рудными минералами.

Кварц SiO_2 . Является одним из наиболее распространенных в земной коре породообразующих минералов. По своему химическому составу относится к типичным окислам. Однако кристаллическая структура кварца, где ионы кремния находятся в четверном тетраэдрическом окружении ионов кислорода, близка к структуре каркасных силикатов.

Сингония тригональная. Хорошо ограненные кристаллы образуются в пустотах и имеют удлиненно призматический или дипирамидальный облик с характерной поперечной штриховкой на гранях. Чаще встречается в виде кристаллически зернистых агрегатов, друз, щеток, корочек.

Бесцветный или благодаря присутствию примесей окрашен в серый, розовый, фиолетовый, черный и другие цвета. Прозрачный хорошо окристаллизованный кварц называют горным хрусталем, фиолетовый — аметистом, буроватые темно-серые разновидности — дымчатым кварцем (раухтопазом); черные хорошо образованные кристаллы — морионом;

черты не дает;

блеск стеклянный на гранях кристаллов и жирный на изломе;

может быть прозрачным, полупрозрачным, просвечивающим в тонком крае;

твердость 7;

спайность весьма несовершенная;

излом неровный или раковистый;

удельный вес средний (2650).

Образуется кварц в разнообразных, главным образом эндогенных процессах — магматическом, пегматитовом, пневматолитовом, гидротермальном. Как главный породообразующий минерал входит в состав кислых магматических, многих метаморфических пород, гранитных пегматитов, является основным жильным минералом многих рудных тел.

Характерными спутниками кварца являются калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, мусковит, топаз, берилл, рудные минералы.

Применяется в оптике, радиотехнике, ювелирном деле, стекольном производстве (кварцевые пески).

Халцедон SiO_2 — скрытокристаллическая разновидность кварца. Обычно встречается в виде сплошных плотных масс, секреций, желваков, натечных почковидных образований.

Окраска непостоянная. Обычные халцедоны имеют серый или голубовато-серый цвет. Примесями может быть окрашен в разнообразные тона, в связи с чем выделяются многочисленные разновидности. Халцедоны красновато-оранжевого цвета называют сердоликами, яблочно-зеленого — хризопразами, зеленые халцедоны с ярко-красными пятнами — гелиотропами, полосатые разновидности — агатами или ониксами. Халцедоны с большим количеством тонкорассеянных красящих примесей образуют яшмы, нередко имеющие очень красивую пеструю окраску. При наличии значительной примеси песчано-глинистых частиц и гидроокислов железа возникают кремни;

черты не дает;

блеск восковой, обычно просвечивает в тонком крае;

твердость 6,5-7;

спайность весьма несовершенная;

излом раковистый;

плотность средняя (2650).

Будучи очень близким к кварцу по основным диагностическим свойствам, халцедон легко отличается от него по формам выделения и

характерной окраске.

Происхождение халцедона чаще всего связано с низкотемпературными гидротермальными процессами, сопровождающими вулканическую деятельность. В экзогенных условиях образуется чаще всего при раскристаллизации гелей кремнезема.

Применяется халцедон как поделочный камень и в точном приборостроении.

Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$. Аморфный минерал, выделяющийся в виде сплошных масс или натечных образований. Является породообразующим минералом некоторых осадочных пород органогенного происхождения.

Сам по себе опал бесцветен; благодаря примесям бывает окрашен в различные оттенки желтого, бурого, зеленого и черного цвета;

черты не дает;

блеск стеклянный неяркий или жирный;

полупрозрачен или просвечивает. Полупрозрачные иризирующие разновидности называют благородным опалом;

твердость 5,5, хрупок;

спайность весьма несовершенная;

излом раковистый;

легкий (удельный вес 1900-2300).

От сходного с ним халцедона отличается более низкой плотностью.

Происхождение в основном экзогенное, связанное с процессами выветривания и осадконакопления. Может отлагаться из гидротермальных растворов в вулканических областях, образуя миндалины и жеоды в эффузивных породах. Благородный опал используется в ювелирном деле. Рядовые опалы применяют как абразивный материал, а опало-содержащие осадочные породы применяются в керамике и для изготовления легких огнеупорных кирпичей.

Гематит Fe_2O_3 . Сингония тригональная, кристаллы пластинчатого или ромбического облика, очень редки. Природные формы выделения многообразны: плотные скрытокристаллические и землистые массы (красный железняк), пластинчатые и чешуйчатые агрегаты (железная слюдка, железный блеск), натечные почковидные выделения с радиально-лучистым строением и гладкой блестящей поверхностью (стеклянная голова), псевдоморфозы по магнетиту

(мартит).

Цвет от почти черного до красно-бурого;
черта вишнево-красная, что для гематита является важнейшим
диагностическим признаком;

блеск полуметаллический, у землистых разновидностей — матовый, а
у железистой слюдки — металлический, непрозрачен;

твердость 5,5-6;

спайность несовершенная, характерна отдельность по
ромбоэдру;

излом неровный, раковистый, землистый;

тяжелый (5000-5200).

Происхождение чаще всего эндогенное, связанное с
метаморфическими и гидротермальными процессами. Иногда
образуется в поверхностных условиях как продукт изменения других
железосодержащих минералов. Характерными спутниками являются
магнетит, лимонит, кварц. Применяется в черной металлургии как
железная руда.

Магнетит (магнитный железняк) Fe_2O_4 . Сингония кубическая,
кристаллы имеют октаэдрический облик. Встречается в виде зернистых
агрегатов, отдельных хорошо ограненных кристаллов и их сростков,
друз, щеток.

Цвет железо-черный;

черта черная;

блеск полуметаллический, непрозрачен;

твердость 5,5-6,5;

спайность несовершенная;

излом неровный;

тяжелый (5200), сильно магнитен, что является его характерным
диагностическим признаком.

Разновидность магнетита с высоким содержанием титана в виде
изоморфной примеси называется титаномагнетитом.

Происхождение эндогенное, связанное с собственно
магматическими и метаморфическими процессами. Характерные
минералы-спутники: гематит, гранат, серпентин, хромит, пирит,
апатит. Применяется как важнейшая железная руда.

Лимонит (гидрогетит). Обычно встречается в смеси с
гидроксидами кремния, глинистым веществом, образуя минеральные
смеси, называемые бурыми железняками. Формы природных

выделений многообразны: землистые и плотные скрыто-кристаллические агрегаты, натечные образования с гладкой блестящей поверхностью, оолиты («бобовые руды»).

Физические свойства меняются в зависимости от форм выделения и состава.

Цвет колеблется от охристо-желтого у порошковатых землистых разновидностей до темно-бурого и почти черного у плотных и натечных агрегатов;

черта во всех случаях охристо-желтая;

блеск изменяется от полуметаллического до матового;

твердость — от 1 до 5;

спайность весьма несовершенная;

излом — неровный, землистый, у плотных разновидностей может быть раковистым;

удельный вес 3600-4000.

Образование лимонита связано либо с процессами выветривания железосодержащих минералов (сульфидов, силикатов, окислов и др.), либо с процессами химического и биохимического осадконакопления. Таким образом, он является типичным экзогенным минералом. Применяется в черной металлургии как железная руда.

Корунд Al_2O_3 . Сингония тригональная. Встречается в виде довольно хорошо ограненных боченковидных, столбчатых и пластинчатых кристаллов, вкрапленных в породы, а также в виде сплошных тонкозернистых масс.

Цвет синевато-, желтовато-, розовато-серый. Встречаются прозрачные кристаллы разнообразной окраски: синие (сапфиры), красные (рубины), бесцветные (лейкосапфиры);

черты не дает;

блеск стеклянный, алмазный;

твердость 9;

спайность несовершенная, часто наблюдается отдельность;

удельный вес 4000.

Образуется в эндогенных условиях при магматических, пегматитовых и метаморфических процессах. Являясь химически устойчивым минералом, часто устанавливается в россыпях. Применяется в ювелирном деле и как абразивный материал.

Класс «сульфаты»

Химически являются солями серной кислоты, в которые в качестве катионов входят калий, натрий, кальций, магний, железо, свинец, цинк и др. Делятся на простые и водные, в кристаллические решетки которых входит вода. Общее содержание сульфатов в земной коре не превышает 0,5 вес. %, хотя количество минеральных видов достигает 260. Для сульфатов, как и для карбонатов, характерны светлые окраски, невысокая твердость.

Большинство сульфатов имеют экзогенный генезис и образуются в процессах выветривания и осадконакопления. Наибольшим распространением в этом классе минералов пользуется водный сульфат кальция — гипс, менее распространен безводный сульфат-ангидрит.

Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Сингония моноклинная, характерны одиночные пластинчатые кристаллы и двойники в виде ласточкина хвоста. Часто образует мелкозернистые массы и волокнистые агрегаты, называемые селенитом.

Цвет белый, желтый, розовый, серый, часто бесцветен;
черта белая;

блеск стеклянный, перламутровый, у волокнистых разновидностей — шелковистый, чаще полупрозрачный или просвечивающий;
твердость 2;

спайность весьма совершенная в одном направлении; листочки, отщепляемые по спайности, негибкие;

излом пластинчатый, у волокнистых разновидностей — занозистый;
по удельному весу легкий (2300).

Происхождение гипса в основном осадочное (химический осадок), часто образуется также в зоне выветривания вследствие гидратации ангидрита, а также окисления сульфидов и серы. При нагревании приобретает вяжущие свойства, поэтому используется для изготовления строительных цементов и как материал для лепных работ.

Применяется также в медицине, химической промышленности; селенит является красивым поделочным камнем.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить минералы самородных элементов и сульфидов, галоидов, окислов, сульфатов согласно принятой

систематики. Научиться выделять физические свойства минералов и на основании этого идентифицировать их (определять).

Необходимые материалы и приборы: Учебные коллекции минералов (по классам) – самородные, сульфиды, галоиды, шкала Мооса, кислота HCl, фарфоровая пластинка, горный компас, магнит. Определитель минералов. Таблицы для определения минеральных видов. Пособие к практическим занятиям по общей геологии, тетрадь, ручка.

Ход работы:

1. Ознакомиться с минеральными видами и расположить их в коллекции по классам (классифицировать).
2. Используя оборудование, определители, провести диагностику неизвестных минералов и по совокупности характерных для них физических свойств найти названия в таблицах определителя – 40 образцов.
3. При выяснении всех физических свойств записи производятся в рабочей тетради в виде таблицы.

Контрольные вопросы:

1. Перечислите минералы, относящиеся к классу самородных элементов и сульфидов, галоидов, окислов, сульфатов.
2. Чем отличаются минералы класса самородных элементов от сульфидов?
3. Какое происхождение имеют минералы этих классов?
4. Перечислите минералы группы колчеданов.
5. Чем отличается пирит от марказита?
6. Дайте характеристику кварцу и гипсу.

Практическая работа № 6. ИЗУЧЕНИЕ КАРБОНАТОВ, СИЛИКАТОВ, ФОСФАТОВ И УГЛЕРОДИСТЫХ СОЕДИНЕНИЙ

Теоретическое обоснование работы

Класс «карбонаты»

Карбонаты являются солями угольной кислоты, в которые в

качестве катионов наиболее часто входят кальций и магний, реже натрий, барий, стронций и тяжелые металлы — железо, медь, свинец, цинк. В земной коре на их долю приходится около 1,7 вес. %, они входят в состав осадочных пород, рудных жил, многие из них (сидерит, малахит, азурит и др.) сами являются рудными минералами.

Все карбонаты обладают неметаллическим блеском, невысокой твердостью (не более 4,5) и с той или иной степенью интенсивности реагируют с разбавленной соляной кислотой с выделением углекислого газа. Интенсивность реакции является важным диагностическим признаком. Многие карбонаты обладают сравнительно хорошей растворимостью в воде. Наибольшим распространением в этом классе минералов пользуются кальцит и доломит.

Кальцит $CaCO_3$. Сингония тригональная. Формы кристаллов разнообразны, наиболее обычны ромбоэдри и скаленоэдры. Часто образует зернистые агрегаты, натечные формы (сталактиты, сталагмиты, почки) землистые массы (мел).

Цвет непостоянный: белый с оттенками, желтоватый, розоватый, сероватый, голубоватый. Бесцветные прозрачные разновидности кальцита называют исландским шпатом;

черта белая;

блеск стеклянный, у землистых разновидностей — матовый, чаще всего просвечивающий или полупрозрачный;

твердость 3;

спайность совершенная в трех направлениях по ромбоэдру;

излом ступенчатый;

удельный вес 2700.

Бурно реагирует с HCl с выделением CO_2 , реакция идет непосредственно в образце. Для исландского шпата характерно двойное лучепреломление. Полиморфная разновидность кальцита, кристаллизующаяся в ромбической сингонии, называется арагонитом. Происхождение кальцита связано со многими геологическими процессами. Осадочный кальцит является породообразующим минералом таких распространенных пород, как известняки, мергели, известковые туфы, мел. Гидротермальный кальцит слагает жилы, ассоциируя со многими рудными минералами. Кальцит метаморфического генезиса слагает мраморы, часто встречается в скарнах. Применяется в производстве строительных материалов, в качестве флюса в металлургическом производстве. Исландский шпат

используется в оптике.

Доломит $\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$. Сингония тригональная. Кристаллы сравнительно редки и имеют вид ромбоэдров, иногда седловидно изогнутых. Обычно образует зернистые или землистые агрегаты.

Цвет желтовато-белый, реже зеленоватый;

черта белая;

блеск стеклянный, у землистых разновидностей матовый;

твердость 3,5-4,4;

спайность совершенная по ромбоэдру;

излом ступенчатый или неровный;

удельный вес 2800-2900.

С соляной кислотой реагирует только в порошке. Происхождение в основном осадочное, реже гидротермальное и метаморфическое. Используется в качестве флюса в металлургической промышленности, для изготовления огнеупорных кирпичей и как строительный материал.

Из других распространенных карбонатов следует упомянуть сидерит (FeCO_3) и магнезит (MgCO_3).

Минералы этого класса являются безводными или водными солями фосфорных кислот, и в земной коре на их долю приходится около 0,7 вес. %. Количество минеральных видов велико, и их свойства достаточно разнообразны. Однако большинство минералов относятся к редким, и породообразующими среди них являются только апатит и фосфорит.

Апатит $\text{Ca}(\text{F,C})^*\text{PO}_4$. Сингония гексагональная. Кристаллы в виде иголок, гексагональных призм, иногда очень крупные. Часто образует также зернистые агрегаты характерного сахаровидного облика.

Цвет бледно-зеленый, зеленовато-голубой, иногда бесцветный; черты не дает;

блеск стеклянный, на изломе жирный, обычно просвечивает в тонком крае;

твердость 5;

спайность несовершенная;

излом неровный;

удельный вес средний (3200).

Происхождение апатита в основном магматическое, связанное щелочными породами. Реже встречаются апатиты пневматолитово-

гидротермального генезиса. Применяется в производстве сельскохозяйственных удобрений и в химической промышленности.

Класс «фосфаты»

Фосфорит представляет собой минеральную смесь или горную породу, состоящую из аморфного апатита, кальцита, гипса и других примесей. Образует плотные массы, конкреции с радиально-лучистым внутренним строением, псевдоморфозы по органическим остаткам.

Цвет от зеленовато-серого до темно-серого, почти черного; черта неясная зеленовато-сероватая; блеск матовый, жирный, непрозрачен; твердость около 5; излом неровный, в конкрециях занозистый; удельный вес 3200.

Происхождение осадочное. Применяется в производстве сельскохозяйственных удобрений.

Класс «силикаты и алюмосиликаты»

Минералы этого класса наиболее распространены в земной коре, являясь порообразующими практически всех магматических, метаморфических и некоторых осадочных пород. Содержание их в земной коре составляет около 75 вес. %. Минералы, в решетках которых часть кремния изоморфно замещается алюминием, называют алюмосиликатами.

Основой кристаллической структуры силикатов является кремнекислородный тетраэдр, в центре которого располагается ион кремния Si^{4+} , а в четырех окружающих его вершинах тетраэдра — ионы кислорода O^{2-} , создавая четырехвалентный радикал SiO_4^{4-} (рис. 1).

Обладая свободными валентными связями, тетраэдры могут соединяться друг с другом или ионами иных химических элементов, образуя кристаллические решетки минералов. В зависимости от способа соединения тетраэдров в решетках класс силикатов делится на несколько подклассов (рис. 1).

Островные — в них кремнекислородные тетраэдры изолированы друг от друга (не имеют общих ионов кислорода) и соединяются в решетках с помощью ионов других элементов.

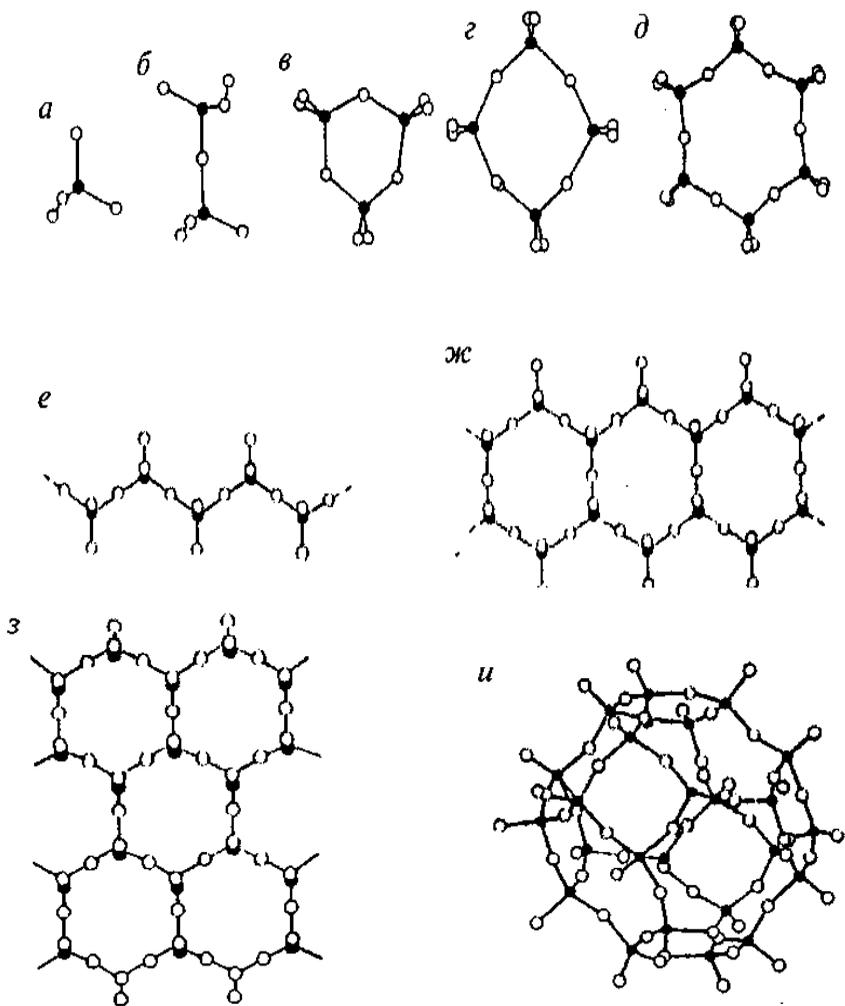


Рис.1 Типы структурных мотивов в кристаллах минералов на примере силикатов:

а-изолированный кремнекислородный тетраэдр; б-двойной тетраэдр; в,г,д-кольцевой мотив (в-из трех тетраэдров, г-из четырех тетраэдров, д-из шести тетраэдров); е-цепочный мотив; ж-ленточный мотив; з-листовой мотив; и-каркасный мотив.

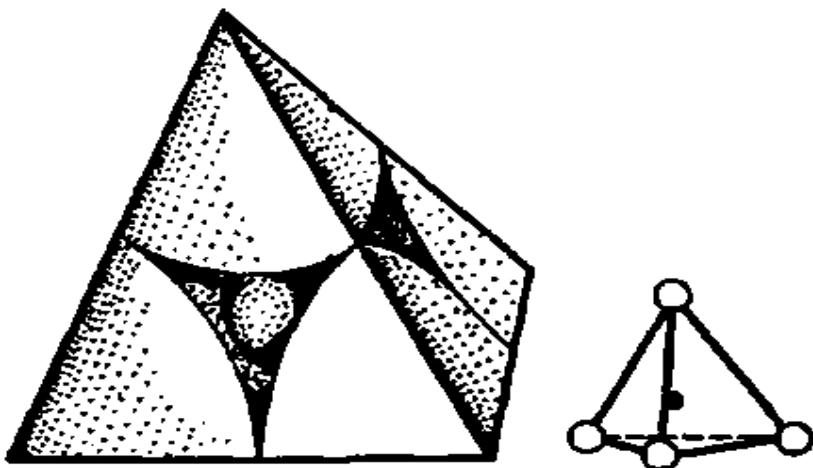


Рис.2. Группировка из четырех ионов кислорода с ионом кремния в центре. Справа-условное изображение кремнекислородного тетраэдра.

Кольцевые — тетраэдры образуют замкнутые кольца — трех-, четырех- и шестиугольной конфигурации.

Цепочечные — отличаются ярко выраженной линейной направленностью наиболее прочных связей в кристаллических решетках. Тетраэдры в этом случае объединяются в непрерывные бесконечные цепочки, связи внутри которых всегда более прочные.

Ленточные — основой кристаллической структуры являются вдвоенные цепочки, или ленты.

Листовые (слоевые). Характеризуются двумерным распределением наиболее прочных связей в структуре; кремнекислородные тетраэдры соединяются, образуя бесконечные слои, связи между которыми всегда менее прочные, чем внутри них.

Каркасные — кремнекислородные тетраэдры в кристаллических решетках соединяются через все свои вершины, образуя трехмерные каркасы. Характеризуются равномерным распределением в пространстве прочнейших химических связей.

Особенности кристаллических структур силикатов и алюмосиликатов обнаруживают тесную связь с их физическими свойствами. Так, например, минералы с листовой структурой отличаются весьма совершенной спайностью в одном направлении;

минералы с линейно вытянутыми структурами (цепочечными и ленточными) часто образуют призматические, игольчатые и волокнистые кристаллы, островные и каркасные минералы, с плотной однородной упаковкой структурных единиц в их решетках, как правило, обладают высокой твердостью.

Для минералов данного класса характерны широкое развитие изоморфных замещений, частое присутствие гидроксила, в связи с чем их химические формулы достаточно сложные. Абсолютное большинство силикатов образуется в эндогенных геологических процессах.

Подкласс «островные силикаты»

Оливин (перидот. Сингония ромбическая. Хорошо образованные кристаллы редки, обычно встречается в виде зернистых агрегатов.

Цвет различный в зависимости от химического состава: от светлого желтоватого до оливково-зеленого и почти черного (темные окраски имеют более железистые разновидности);

черты не дает, блеск стеклянный; просвечивает в тонком крае, но встречаются и прозрачные желтовато-зеленые оливины, называемые хризолитами;

твердость 6,5-7;

спайность средняя;

излом неровный или раковистый, зернистый;

удельный вес 3300-4400.

Происхождение магматическое, оливин является породообразующим минералом ультраосновных и основных пород. В зоне выветривания неустойчив и замещается вторичными минералами — серпентином, тальком и др. Практическое значение невелико: маложелезистые оливиновые породы применяются для изготовления огнеупорных кирпичей, а сравнительно редкий хризолит употребляется в ювелирном деле как драгоценный камень.

Гранаты. Сингония кубическая. Образуют изометричные кристаллы (ромбодекаэдры, тетрагон- триоктаэдры), друзы, зернистые агрегаты.

Окраска различная и находится в прямой зависимости от химического состава; по этому признаку выделяют разновидности гранатов, наиболее распространенными из которых являются: альмандин — от красно-коричневого

до вишнево-красного; андрадит — бурый, буровато-зеленый; гроссуляр — светло-зеленый; пироп — темно-красный; черты не дает; блеск стеклянный на гранях кристаллов и жирный на изломе; полупрозрачен или просвечивает; твердость 6,5-7,5; спайность несовершенная; излом неровный; удельный вес 3500-4200.

Происхождение связано с процессами контактового и регионального метаморфизма. Ассоциирует с эпидотом, хлоритом, пироксенами, биотитом, кальцитом и др. Применяют прозрачные и красиво окрашенные разновидности гранатов в ювелирном деле как полудрагоценные камни, рядовые гранаты используют в качестве шлифовального абразивного материала.

Эпидот. Сингония моноклиная. Кристаллы призматические, удлиненные с продольной штриховкой, часто образует зернистые агрегаты шестоватого строения.

Цвет фисташково-зеленый; черты не дает; блеск стеклянный, просвечивает в тонком крае; твердость 6,5; спайность совершенная; излом занозистый или неровный; удельный вес около 3300.

Происхождение контактово-метаморфическое, характерный минерал скарнов, где ассоциирует с гранатом, магнетитом, кальцитом и др.

Подкласс «цепочечные силикаты»

Пироксены — важная группа породообразующих минералов. Широко развиты изоморфные замещения катионов. Кристаллизуются в ромбической и моноклиной сингониях, отдельные кристаллы обычно короткостолбчатые в отличие от удлиненных кристаллов, характерных для группы амфиболов. Входят в состав магматических и метаморфических горных пород. Наиболее характерным представителем этой группы является авгит.

Авгит. Сингония моноклиная. Кристаллы короткостолбчатые, с поперечным сечением восьмигранники, таблитчатые, нередко

имеющие блестящие грани; чаще встречаются зернистые агрегаты.

Цвет черный, буровато- и зеленовато-черный, реже темно-зеленый;

черта неясная серовато-зеленоватая;

блеск стеклянный;

твердость 5,5-6;

спайность средняя по граням призмы под углом, близким к прямому;

излом ступенчатый или неровный;

удельный вес средний (3300-3600).

Происхождение магматическое, характерен для пород среднего и основного состава, где ассоциирует с основными плагиоклазами, магнетитом, оливином. Встречается также в скарнах, как контактово-метасоматический минерал. В процессе вторичных изменений замещается хлоритом, эпидотом, роговой обманкой.

В виде минералов авгит и большинство других пироксенов практического значения не имеют. Но магматические горные породы, в состав которых они входят, широко используются как строительные и облицовочные материалы.

Подкласс «ленточные силикаты»

Амфиболы — распространенная группа минералов со сложным и непостоянным, вследствие большого числа изоморфных замещений, составом. Кроме того, в состав амфиболов могут входить трехвалентные Al и Fe и одновалентный Na. Кристаллизуются в моноклинной и ромбической сингониях.

Кристаллы обычно сильно удлинённые — призматические, игольчатые, столбчатые. Макроскопически сходны с пироксенами, но отличаются от них характерным вытянутым в одном направлении габитусом кристаллов, совершенной спайностью под тупым (около 120°) углом и более интенсивным блеском. Являются порообразующими минералами многих магматических и метаморфических пород. Наиболее характерным и распространенным представителем этой группы является роговая обманка.

Роговая обманка. Сингония моноклинная. Кристаллы призматические, столбчатые, игольчатые; очень характерны шестоватые агрегаты, известны также волокнистые асбестовидные разности роговых обманок.

Цвет темно-зеленый до черного, иногда буроватый;

черта неясная зеленоватая;
блеск стеклянный;
твердость 5,5-6;
спайность по призме совершенная под углом 124° ;
излом занозистый или ступенчатый;
удельный вес 3100-3300.

Происхождение роговой обманки магматическое или метаморфическое, поэтому она входит в качестве главного породообразующего минерала в состав очень многих магматических и метаморфических горных пород. В виде минерала практического значения не имеет.

Подкласс «листовые (слоевые) силикаты»

В решетках минералов этого подкласса, как уже отмечалось, кремнекислородные тетраэдры объединяются в бесконечные слои, состоящие из шестичленных колец, в вершинах которых располагаются ионы кремния, окруженные четырьмя ионами кислорода. Характерной особенностью химического состава является постоянное присутствие гидроксильной группы, нередко вместе с фтором. Во многих минералах часть кремния изоморфно замещена алюминием (слюды, хлориты, глауконит), и их следует относить к алюмосиликатам.

Слоистое строение кристаллических решеток обуславливает замечательное свойство этих минералов расщепляться на тонкие листочки (весьма совершенную спайность), гексагональную форму листочков, низкую твердость и некоторые другие особенности. Являются породообразующими минералами магматических, метаморфических, а иногда и глинистых осадочных пород.

Тальк. Сингония моноклиная. Кристаллы таблитчатой формы сравнительно редки. Чаще встречается в виде листоватых и чешуйчатых агрегатов, а также плотных скрытокристаллических масс (мыльный камень).

Цвет от почти белого до светло-зеленого;
черта белая;

блеск стеклянный с перламутровым отливом, у плотных масс восковой, в тонких листочках просвечивает;

твердость 1;

спайность весьма совершенная в одном направлении (у плотных масс не видна);

излом неровный сглаженный;

удельный вес 2700-1800, жирный на ощупь, листочки гибкие, но неупругие.

Происхождение эндогенное, чаще всего образуется при метаморфизме ультраосновных магматических пород, развиваясь по оливину и пироксенам. Встречается вместе с серпентином, хлоритом, магнетитом, карбонатами. Используется как огнеупорный и кислотоупорный материал, а также в резиновой, бумажной промышленности и медицине.

Серпентин. Сингония моноклинная, но кристаллов не образует и встречается в виде сплошных скрытокристаллических масс.

Окраска от желтовато-зеленой до темно-зеленой, нередко неоднородная пятнистая;

черта белая;

блеск восковой или жирный;

твердость 2,5-4;

излом неровный или раковистый;

удельный вес 2500-2700.

Бледно-зеленый, плотный, просвечивающий в краях серпентин называют серпофитом, или офитом (благородный серпентин); а чешуйчатый и скорлуповатый темно-зеленого цвета — антигоритом. Образуется при метаморфических процессах за счет преобразования ультраосновных пироксен- и оливинсодержащих пород под действием гидротермальных растворов. Серпентинизированные породы используются для изготовления огнеупорных кирпичей; красиво окрашенные разновидности серпентина применяют как поделочный и облицовочный камень.

Хризотил-асбест имеет тот же состав, что и серпентин, являясь его тонковолокнистой разновидностью. Встречается в виде прожилок поперечно-волокнистого строения в плотных серпентинах.

Цвет светло- и желтовато-зеленый, голубой;

блеск шелковистый;

твердость 2-3;

спайность весьма совершенная, легко расщепляется на прочные, гибкие волокна;

излом занозистый;

удельный вес 2500-2700.

Эндогенный, образуется в результате переработки

гидротермальными растворами магнезиальных пород и силикатов. Применяется благодаря огнестойкости и низкой теплопроводности как огнеупорный и теплоизоляционный материал.

Хлориты. Под этим названием объединяется большая группа минералов, которые с химической точки зрения являются алюмосиликатами железа, магния и алюминия. Состав хлоритов очень сложный из-за большого числа изоморфных замещений. Кристаллизуются все хлориты в моноклинной сингонии и обычно образуют чешуйчатые или листоватые агрегаты и сплошные массы.

Для большинства характерна темно-зеленая окраска, что и послужило основанием для названия всей группы;

черта серовато-зеленоватая;

блеск восковой или перламутровый;

твердость 2-2,5;

спайность весьма совершенная в одном направлении, листочки гибкие, но неупругие;

излом неровный, сглаженный;

удельный вес средний (2600-2800).

Происхождение хлоритов связано с процессами метаморфизма, где они образуются путем замещения (хлоритизации) многих железомagneзиальных и железистых силикатов. Входит в состав метаморфических, а как вторичный минерал и магматических горных пород.

Практическое значение имеют только богатые железом хлориты (шамозит, тюрингит), которые используются как железные руды.

Слюды. Так же как пироксены и амфиболы, представляют собой целую группу минералов, широко распространенных в земной коре и входящих в состав магматических и метаморфических пород. Многие из них имеют важное практическое значение. Слюды являются алюмосиликатами, в кристаллической структуре которых на каждые три кремнекислородных тетраэдра приходится один алюмокислородный. Обычно присутствует гидроксильная группа (ОН), которая может замещаться фтором.

Кристаллизуются все слюды в моноклинной сингонии. Кристаллы листоватые, пластинчатые, таблитчатые, боченковидные. Образуют чешуйчатые и пластинчатые агрегаты. Благодаря однотипности кристаллических структур многие физические свойства слюд являются общими.

Перламутровый или стеклянный блеск;

низкая твердость (2-3);

совершенная спайность в одном направлении, в связи с чем легко расщепляются на отдельные гибкие и упругие листочки;

плотность у слюд средняя (2700—3100).

Некоторые из них характеризуются высокими диэлектрическими свойствами. Наиболее важными представителями группы слюд являются мусковит, биотит и лепидолит. Основным отличительным признаком слюд является окраска, обусловленная особенностями химического состава.

Мусковит. Это бесцветная или слабо окрашенная в желтоватые, зеленоватые, сероватые тона калиевая слюда. Черта белая; в тонких пластинах прозрачна. Тонкочешуйчатые разновидности мусковита называют серицитом.

Биотит. Темная железомagneзиальная слюда черного, часто с коричневатым и зеленоватым оттенком, цвета. Черта неясная сероватая, непрозрачен или просвечивает.

Лепидолит. Литиевая слюда характерного розовато-сиреневатого цвета, черта белая, просвечивает. Из распространенных разновидностей слюд следует также упомянуть флогопит (магнезиальная слюда), темные разности которого очень похожи на биотит, а светлые — на мусковит.

По условиям образования все слюды связаны с эндогенными высокотемпературными процессами, в которых важную роль играют летучие компоненты. Они могут формироваться в собственно-магматических, пегматитовых, метаморфических и контактово-метасоматических процессах. Промышленные скопления мусковита и лепидолита связаны с пегматитовыми и контактовыми процессами. Из всех слюд промышленного значения не имеет только биотит. Мусковит и флогопит используются главным образом в электротехнической промышленности, а лепидолит является важнейшей литиевой рудой.

Каолинит. Обычно встречается в виде скрытокристаллических землистых, порошковатых, реже плотных масс. Отдельные кристаллы пластинчатой формы исключительно редки.

Цвет белый, нередко с желтоватым, сероватым, буроватым оттенком;

черта белая;

блеск матовый;

твердость 1;
спайность макроскопически не устанавливается;
излом неровный, землистый;
удельный вес 2600;
сильно гигроскопичен, жирный на ощупь, при насыщении водой образует пластичную массу.

Образуется в экзогенных условиях при выветривании магматических и метаморфических пород, богатых алюмосиликатами. Входит в состав большинства глин. Глины, состоящие преимущественно из каолинита, называют каолиновыми, или каолинами. Используется в керамическом производстве, строительном деле, бумажной промышленности, а также как огнеупорный материал.

Глауконит. Образует землистые агрегаты или мелкие округлые зернышки в осадочных породах; кристаллы исключительно редки. Цвет зеленый разных оттенков, черта зеленоватая, блеск матовый, твердость 2-3, спайность практически не устанавливается, удельный вес 2200-2300. Происхождение осадочное, входит в состав песчаников, опок, глин.

Используется в сельском хозяйстве как калийное удобрение, как краситель и для смягчения жесткой воды.

Подкласс «каркасные силикаты»

В решетках минералов этого подкласса кремнекислородные тетраэдры соединяются друг с другом всеми вершинами, образуя трехмерные каркасы. Особенностью каркасных силикатов является то, что наряду с кремнекислородными тетраэдрами в них присутствуют и алюмокислородные, где место кремния занимает алюминий. Таким образом, каркасные силикаты всегда являются алюмосиликатами. Среди каркасных силикатов выделяют две главные группы минералов — полевые шпаты и фельдшпатоиды.

Полевые шпаты. Минералы этой группы относятся к числу наиболее распространенных, на их долю приходится около 50 % веса земной коры. Являются главными породообразующими минералами большинства магматических и метаморфических пород. Полевые шпаты представляют собой безводные алюмосиликаты калия, кальция и натрия и обладают многими общими свойствами.

Светлая окраска;
сравнительно высокая твердость (5~6);
хорошо выражена спайность;

средняя плотность (2500-2700).

По химическому составу делятся на натриево-кальциевые, или плагиоклазы, и натриево-калиевые, или просто калиевые полевые шпаты. Характерной особенностью минералов этой группы является способность образовывать изоморфные смеси.

Плагиоклазы представляют собой изоморфные смеси натриевой составляющей — альбита) и кальциевой — анортита, причем смесимость этих компонентов неограниченная (совершенный или полный изоморфизм).

В зависимости от количественных соотношений альбитовой и анортитовой составляющих выделяют следующие разновидности плагиоклазов:

Плагиоклаз	Ab, %	An, %
Альбит	100-90	0~10
Олигоклаз	90-70	10—30
<u>Андезин</u>	<u>70-50</u>	<u>30-50</u>
<u>Лабрадор</u>	<u>50-30</u>	<u>50-70</u>
Битовнит	30-10	70~90
Анортит	10—0	90-100

Содержание SiO_2 в плагиоклазах убывает от альбита к анортиту, в связи с этим различают кислые (альбит, олигоклаз), средние (андезин) и основные (лабрадор, битовнит, анортит) плагиоклазы.

Кристаллизуются плагиоклазы в триклинной сингонии, однако хорошо образованные кристаллы дают редко и обычно встречаются в виде кристаллически зернистых агрегатов с характерной пластинчатой формой зерен.

Простейшие физические свойства плагиоклазов, определяемые макроскопически, сходны между собой.

Цвет от белого, сероватого, зеленоватого до темно-серого, почти черного;

черты не дают;

блеск стеклянный, обычно просвечивают в тонком крае;

твердость 6;

спайность совершенная в двух направлениях под углом, отличающимся от прямого (86°), отсюда их название «плагиоклаз» (по гречески «косораскалывающийся»);

излом ступенчатый;

удельный вес от 2620 — у альбита до 2760 — у анортита.

Характерным диагностическим признаком плагиоклазов является

наличие полисинтетических двойников, вследствие чего на плоскостях спайности наблюдается тонкая штриховка.

Разновидности плагиоклазов обычно устанавливаются под микроскопом по оптическим константам, однако некоторые из них, а именно альбит и лабрадор, можно определить макроскопически.

Альбит чаще всего образует мелкозернистые «сахаровидные» агрегаты и обладает белой или серовато-белой окраской. Пластинчатые разновидности альбита называются клевеландитом.

Лабрадор — темный плагиоклаз от зеленовато-серого до почти черного цвета с характерной иризацией в зеленовато- и голубовато-синих тонах.

Происхождение плагиоклазов в основном магматическое, и они являются главными породообразующими минералами магматических горных пород. Альбит нередко образуется также в пневматолитово-гидротермальных процессах. Используются многие плагиоклазы как керамическое сырье, а лабрадор, обладающий красивой иризацией, является ценным облицовочным и подделочным камнем.

Калиевые полевые шпаты нередко также называют щелочными. Наиболее распространенными представителями этой группы минералов являются ортоклаз и микроклин.

Ортоклаз. Сингония моноклинная, кристаллы призматические, толстотаблитчатые, характерны двойники. Чаще встречается в виде кристаллически зернистых агрегатов.

Цвет от серого, даже белого, до желтовато-розового и темно-розового. Во вкрапленниках кислых излившихся и жильных пород наблюдаются водяно-прозрачные разновидности ортоклаза, называемые адуляром;

блеск стеклянный;

твердость 6;

спайность совершенная в двух направлениях под прямым углом («ортоклаз» — прямо раскалывающийся);

излом ступенчатый;

удельный вес 2500-2600.

Происхождение собственно-магматическое и пегматитовое, часто встречается вместе с кварцем и мусковитом; в поверхностных условиях обычно замещается каолинитом. Используется в

керамической и стекольной промышленности.

Микроклин имеет тот же состав, что и ортоклаз, кристаллизуется в триклинной сингонии и имеет угол между плоскостями спайности, отличающийся от прямого на 2° («микроклин» — малонаклонный). Остальные макросвойства аналогичны ортоклазу, и визуально эти минералы неразличимы. Исключение составляет голубовато-зеленая разновидность микроклина, называемая амазонитом, или амазонским камнем. Используется как поделочный материал.

Фельдшпатоиды представляют собой алюмосиликаты щелочных металлов, близкие по своему значению в горных породах к полевым шпатам, но менее распространенные. От полевых шпатов отличаются низким содержанием кремнезема и высоким — щелочей. Очень характерны для щелочных пород, где содержание кремнезема недостаточно для образования не только свободного кварца, но и полевых шпатов. Наиболее распространен среди них нефелин.

Нефелин. Сингония гексагональная, кристаллы призматические мелкие. Встречается в виде зернистых агрегатов и сплошных масс, называемых элеолитом.

Цвет серый, зеленовато-серый, красновато-коричневый, иногда бесцветен. Смена окраски может наблюдаться в одном образце;

черты не дает;

блеск жирный;

твердость 5-6;

спайность несовершенная;

излом неровный или раковистый;

удельный вес 2600.

Происхождение магматическое, является породообразующим минералом щелочных пород, где ассоциирует со щелочными пироксенами и амфиболами, биотитом, полевыми шпатами, апатитом. Никогда не встречается вместе с кварцем. Применяется в керамической и стекольной промышленности, а также как комплексное сырье для получения алюминия и соды.

Углеродистые соединения (каустоболиты)

К этому классу относится большое количество сравнительно слабо изученных соединений, представляющих из себя преимущественно битумы, воска и соли органических кислот.

Примером битума является *парафин* (C_nH_{2n+2}), который выпадает в осадок при движении нефти по трещинам; разновидность парафина носит название *озокерит* (*горный воск*). Примером смолы является *янтарь* ($C_{40}H_{64}O_4$). Практически все углеродистые соединения имеют экзогенное (обычно биогенное) происхождение. Некоторые, как янтарь и парафин, применяются как отдельные минералы, большинство же является компонентами нефти и углей, которые используются как топливо и сырьё для химической промышленности.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить минералы классов – карбонаты, фосфаты, силикаты и углеродистых соединений. Научиться выделять физические свойства минералов и на основании этого идентифицировать их (определять).

Необходимые материалы и приборы: Учебные коллекции минералов (по классам) – сульфаты, карбонаты, фосфаты, шкала Мооса, кислота HCl, горный компас, магнит. Определитель минералов. Таблицы для определения минеральных видов. Пособие к практическим занятиям по общей геологии, тетрадь, ручка.

Ход работы:

1. Ознакомиться с минеральными видами и расположить их в коллекции по классам (классифицировать).
2. Используя оборудование, определители, провести диагностику неизвестных минералов и по совокупности характерных для них физических свойств найти названия в таблицах определителя – 40 образцов.
3. При выяснении всех физических свойств записи производятся в рабочей тетради в виде таблицы.

Контрольные вопросы:

1. Перечислите минералы, входящие в классы карбонаты, фосфаты, силикаты и углеродистых соединений.
2. Перечислите минералы группы «слюд».
3. Какое они имеют происхождение?
4. Дайте характеристику кальциту и его разновидностям.

5. Значение минералов классов фосфатов в народном хозяйстве.
6. Значение силикатов при образовании горных пород.

Практическая работа № 7. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Теоретическое обоснование работы:

На геологических картах горные породы подразделяются по их относительному возрасту. Поэтому при составлении геологических карт необходимо, прежде всего, детально изучить возрастную (геохронологическую) последовательность пород, участвующих в строении изучаемого района. В связи с этим важнейшей задачей является *определить относительный возраст* горных пород, установить, какие породы образовались раньше и какие позднее и к какой геохронологической единице они относятся.

Среди существующих методов определения *относительной* геохронологии наиболее распространенными являются стратиграфический, петрографический и палеонтологический.

Стратиграфический метод заключается в изучении взаимоотношений слоев друг с другом, прослеживании их на площади и установлении последовательности образования слоев во времени. Обычно в природе слой или пласт, находящийся внизу, является более древним, чем вышележащий. Однако это бывает не всегда. Первичное залегание слоев может быть нарушено последующими тектоническими движениями. Слои часто не прослеживаются на большие расстояния, а выступают на поверхность только в отдельных обнажениях, и, следовательно, приходится их сопоставлять по внешним признакам, что иногда удается сделать условно либо вообще невозможно. Поэтому стратиграфический метод не всегда дает однозначные результаты и его приходится дополнять другими методами.

Относительный возраст слоев иногда определяют также путем изучения состава горных пород и сопоставления с аналогичными породами других участков — это *литолого-петрографический метод*. Однако нередко один и тот же слой слагается различными породами. В таких случаях метод сопоставления слоев по их составу применим для коротких расстояний и неприемлем для районов, удаленных друг от

друга.

Наиболее надежным методом определения относительного возраста является *палеонтологический*, заключающийся в изучении остатков животных организмов (фауны) и растений (флоры) в породах. Обнаружение одинаковых палеонтологических остатков в породах на участках, даже значительно удаленных друг от друга, позволяет установить их одновозрастность независимо от условий залегания слоев. Палеонтологический метод всегда применяется вместе со стратиграфическим и петрографическим.

Перечисленные выше методы позволяют определять относительный возраст *стратифицированных* образований, то есть горных пород, залегающих слоями. К ним относятся осадочные, вулканогенные и сохранившие первичную стратификацию регионально метаморфизованные породы.

При решении задач по расчленению и сопоставлению отложений в настоящее время все в более широком масштабе применяются методы «абсолютной» геохронологии, то есть возраста горных пород и минералов в годах. Наиболее важными из них являются радиологические, или изотопные, методы, использующие естественные радиоактивные изотопы и продукты их распада. Методы абсолютной геохронологии позволяют определять возраст осадочных, магматических и метаморфических горных пород.

Первая геохронологическая и соответствующая ей стратиграфическая шкала были приняты в 1881 г. на II Международном геологическом конгрессе в Болонье. Вся история Земли по данным эволюции земной коры и органического мира в принятой шкале подразделялась на отрезки времени (геохронологические подразделения) и толщи пород, накопившиеся за это время (стратиграфические подразделения).

Для изображения на геологических картах выделенным подразделениям были присвоены определенный цвет и индекс (буквенно-цифровое обозначение).

В дальнейшем при расширении знаний по геологическому строению Земли первая геохронологическая шкала претерпела ряд существенных изменений.

К настоящему времени создана единая стратиграфическая (геохронологическая) шкала, отражающая историю развития земной коры.

Таблица 1

Общая геохронологическая (стратиграфическая) шкала

Эон (эонотема)	Эра (эратема)	Подгруппа	Деятельность, млн.лет	Период (система)	Эпоха (отдел)	Цвет на картах		
Фанерозой	Кайнозой KZ		(65)	(1.8)	Четвертичный (четвертичная) Q	Голоцен Q ₂	Желтовато-серый	
				1.8		Плейстоцен Q ₁		
				(23)	Неогеновый (неогеновая) N	Плиоцен N ₂	желтый	
				24.8		Миоцен N ₁		
				(40.4)	Палеогеновый (палеогеновая) P	Олигоцен p ₃	Оранжево-желтый	
						Эоцен p ₂		
		Палеоцен p ₁						
	Мезозой MZ			(186)	(80)	Меловой (меловая) K	Поздняя (верхний) K ₂	зеленый
					145		Ранняя (нижний) K ₁	
					(69)	Юрский (юрская) J	Поздняя (верхний) J ₃	голубой
					200		Средняя (средний) J ₂	
							Ранняя (нижний) J ₁	
					(51)	Триасовый (триасовая) T	Поздняя (верхний) T ₃	лиловый
							Средняя (средний) T ₂	
Ранняя (нижний) T ₁								
251								

Продолжение таблицы 1

Эон (эпохема)	Эра (эрагема)	Подгруппа	Деятельность, млн.лет		Период (система)	Эпоха (отдел)	Цвет на картах	
Фанерозой	Палеозой PZ	Верхний палеозой PZ ₃		(44)	Пермский (пермская) P	Поздняя (верхний) P ₂	Оранжево-коричневый	
				295		Ранняя (нижний) P ₁		
			Средний палеозой PZ ₂		(65)	Каменноугольный (каменноугольная) C	Поздняя (верхний) C ₃	Серый
		160			Средняя (средний) C ₂			
				(58)	Девонский (девонская) D		Ранняя (нижний) C ₁	
		418	Поздняя (верхний) D ₃	Коричневый				
			443			Средняя (средний) D ₂		
		Нижний палеозой PZ ₁		(25)	Силурийский (силурийская) S	Ранняя (нижний) D ₁	Серо-зеленый	
				490		Поздняя (верхний) S ₃		
				(47)	Ордовикский (ордовикская) O	Ранняя (нижний) S ₁	Оливковый	
						490		Средняя (средний) O ₂
						490		Поздняя (верхний) O ₃
				(45)	Кембрийский (кембрийская) €	Ранняя (нижний) O ₁	Сине-зеленый (темный)	
								Средняя (средний) € ₂

Таблица 2

Шкала докембрия

Акротема (икрон)	Эонотема (эон)		Эратема (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	
Протерозой PR	Фанерозой		Палеозой 535	Кембрий		
	Верхний (поздний) протерозой PR ₂ (1080)			Вендская (вендский) V (65)	Верхний (поздняя) V ₂ (25)	
					Нижний (ранняя) V ₁ (40)	
	1650±50	Рифей R	600+10 Верхний (поздний) рифей R ₃ (430) 1030+30			
			Средний (средний) рифей R ₂ (320) 1050+10			
			Нижний (ранний) рифей R ₁ (300)			
	2500±50	Нижний (ранний) протерозой (карелий) PR ₁ (850)		Верхняя часть Верхний (поздний) карелий PR ₁ ² (250)		
Нижняя часть Нижний (ранний) карелий PR ₁ ¹ (600)						
Архей AR	Верхний (поздний) архей AR ₂ (650) 3150+50					
	Нижний (ранний) AR ₁ (<400)					

Примечание: цифры в скобках – продолжительность в млн.лет.

В геохронологической шкале приняты следующие временные и соответствующие им стратиграфические подразделения.

Подразделения по времени (геохронологические)	Подразделения по возрасту отложений (стратиграфические)
Эра.....	Группа (систем).....
Период.....	Система.....
Эпоха.....	Отдел.....
Век.....	Ярус.....

Наиболее крупной возрастной (по времени) единицей геохронологической шкалы является эра. В настоящее время принято геологическую историю земной коры делить на пять эр: архейскую, протерозойскую, палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую. Породы, образовавшиеся в течение эры, составляют группу. Эра делится на периоды. Толщи пород, образовавшиеся в течение одного периода, составляют систему, эпохе соответствует отдел, а веку — ярус.

Временные подразделения, соответствующие нижнему, среднему и верхнему отделам какой-либо системы, следует именовать как ранняя, средняя, поздняя эпохи (например, раннеюрская эпоха или ранняя юра и т.д.). Деление на нижнее, среднее и верхнее – чисто стратиграфическое, относящееся к последовательности наслоения, образования пород и употребляется на колонках, разрезах и картах.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить условные обозначения, номенклатуру, легенду на геохронологической шкале.

Необходимые материалы и приборы: геохронологическая шкала, масштабная линейка, транспортир, треугольник, калька, миллиметровая бумага, рабочая тетрадь, цветные карандаши, ручка.

Ход работы:

1. По геологической и геоморфологической карте проследить последовательность образования и площадного распространения горизонтов, слоев и комплексов (что первично, что вторично), установить закономерности, тем самым освоив стратиграфический метод.

2. Научиться определять по геологической карте относительный возраст слоев, применяя петрографический и палеонтологический методы.

3. Всю полученную информацию записать в рабочую тетрадь.

Контрольные вопросы:

1. Назовите подразделения геохронологической таблицы.
2. Что легло в основу составления геохронологической таблицы?
3. Назовите методы определения относительного возраста горных пород.
4. Назовите методы определения абсолютного возраста горных пород.
5. Значение геохронологической таблицы в геологии.

Практическая работа № 8. ТИПЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Теоретическое обоснование работы

Горными породами называются естественные ассоциации минералов, возникшие в земной коре в результате кристаллизации природных силикатных расплавов, диагенеза осадков и перекристаллизации ранее существовавших горных пород. Горные породы, содержащие полезные компоненты, извлечение которых экономически целесообразно, считаются *полезными ископаемыми*.

Горными породами называются естественные ассоциации минералов, образовавшиеся на поверхности или под поверхностью Земли в результате различных эндогенных или экзогенных процессов.

Каждая горная порода имеет определенный вещественный состав, обладает специфическим строением и образует в земной коре определенное объемное тело, то есть свою форму залегания (пласт, линза, массив и др.).

Каждая горная порода характеризуется химическим и минералогическим составом. Химический состав выражается в процентных соотношениях главных окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O и др. При одном и том же химическом составе горные породы могут иметь различный минералогический состав. В связи с этим решающую роль при определении горной породы имеет ее

минеральный состав.

По минеральному составу горные породы бывают мономинеральными (от греч. «моно» — один), если они состоят преимущественно из одного минерала (кварцит, известняк, дунит, каменная соль и др.), и полиминеральными (от греч. «поли» — много), если состоят из нескольких минералов (гранит, гнейс, конгломерат и др.). В обоих случаях различают главные породообразующие минералы, составляющие более 5 % объема породы, и второстепенные, или аксессуарные, минералы, слагающие менее 5 % ее объема. Главные породообразующие минералы определяют тип горной породы, наличие или отсутствие аксессуарных минералов является в ряде случаев важной характеристикой, но не влияет на название горной породы.

Породообразующие минералы делятся на силикатные (светлоокрашенные) и фемические (темноцветные), а также на первичные и вторичные.

Первичные минералы возникают в процессе образования горной породы, вторичные образуются в процессе последующих ее изменений. Процентное содержание вторичных минералов также играет существенную роль при диагностике горных пород.

Строение горной породы определяется структурой и текстурой.

Под *структурой* горной породы понимают особенности ее внутреннего строения, связанные со степенью кристалличности, абсолютными и относительными размерами минеральных зерен, формой зерен и их взаимоотношениями.

Текстура — это особенности строения, определяемые характером размещения минеральных зерен в горной породе и их ориентировкой. Если, например, изверженная горная порода нацело сложена примерно одинаковыми по размерам минеральными зернами, но минералы распределены неравномерно, так что темноцветные образуют отдельные скопления, структуру называют полнокристаллической и равномернозернистой, а текстуру — пятнистой.

Все основные особенности горных пород (вещественный состав, строение, форма залегания) определяются их происхождением.

По происхождению все горные породы подразделяются на *магматические, осадочные и метаморфические*.

Магматические горные породы образуются при охлаждении и затвердевании магматического расплава на разных глубинах или на поверхности Земли. По условиям образования магматические горные

породы классифицируются на интрузивные (глубинные, полуглубинные) и эффузивные (поверхностные); по вещественному составу — на кислые, средние, основные, ультраосновные.

В основу классификации магматических горных пород положены химический и минералогический состав и структурные особенности.

Химический анализ магматических горных пород показывает, что они состоят в основном из восьми окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . В значительно меньших количествах присутствуют TlO_2 , MnO , P_2O_5 , H_2O и некоторые другие. Из главных окислов только SiO_2 присутствует во всех магматических породах в значительных количествах. Окисел SiO_2 и принят за основу химической классификации изверженных горных пород.

По содержанию кремнезема (окисла SiO_2) магматические породы подразделяются на четыре группы:

- кислые, $\text{SiO}_2 = 65-75 \%$,
- средние, $\text{SiO}_2 = 55-65\%$,
- основные, $\text{SiO}_2 = 45-55 \%$,
- ультраосновные, SiO_2 – менее 45% .

Границы между этими группами магматических пород в известной мере являются условными, так как между породами соседних групп существуют постепенные переходы.

Химический состав магматических пород взаимосвязан с комплексом слагающих их минералов. Минералами — показателями степени кислотности (содержания окисла SiO_2) являются кварц и оливин. Кислые породы отличаются значительным содержанием кварца. Для основных и ультраосновных пород характерен оливин, а кварц может встречаться только как второстепенный (менее 5%) минерал и макроскопически обычно не виден. Средние по степени кислотности породы, занимая промежуточное положение и по минералогическому составу, являются переходными между кислыми и основными породами. В них выделяются средние кварцевые, переходные к кислым, и средние бескварцевые, переходные к основным породам.

Количество железисто-магнезиальных темноцветных минералов постепенно увеличивается от кислых к основным и ультраосновным породам. Некоторые разности основных и все ультраосновные породы состоят почти на 100% из цветных силикатов и относятся к ультрамафитам.

Содержание полевых шпатов, наоборот, уменьшается от кислых к основным породам. В кислых и средних породах полевые шпаты развиты широко, в основных — количество их уменьшается, а ультраосновные породы являются бесполовошпатовыми.

Высокая щелочность магматических пород определяется присутствием щелочных минералов, таких как нефелин, калиевый полевой шпат и другие.

Химический и минералогический состав определяют цвет магматической породы; чем кислее порода, тем она светлее, чем основнее — тем темнее. Кислые и средние породы обычно бывают серыми или цветными (розовыми, красными, желтыми), основные — темно-серыми или черными, ультраосновные — черными или темно-зелеными.

Условия образования не оказывают существенного влияния на химический и минеральный состав изверженных пород. Поэтому в классификации по степени кислотности изверженных пород в одну группу объединяют различные по происхождению (интрузивные, эффузивные, жильные), но близкие по химическому и минеральному составу.

Первоначальный минералогический состав магматических пород может заметно меняться в результате вторичных изменений.

Цветное число получило свое название от многоцветной яркой окраски Fe-Mg силикатов под микроскопом (оливин, авгит, роговая обманка, биотит и др.).

Эффузивные породы вне зависимости от степени вторичных изменений рекомендовано называть по их неизменным (кайнотипным) разностям. Например, эффузивы основного состава с любой степенью вторичных изменений следует называть *базальтом*.

Достигая земной поверхности и изливаясь через жерла вулканических аппаратов, лава затвердевает на земной поверхности. Быстрое падение температуры и давления и связанная с этим почти полная потеря летучих компонентов обуславливают быстрое затвердевание силикатного расплава. Не успевая раскристаллизоваться полностью, расплав превращается в бесструктурное вещество (вулканическое стекло) с зародышами минералов (микролиты). Если силикатный расплав поднялся с больших глубин или медленно двигался к земной поверхности, минералы, успевшие к моменту общего затвердевания приобрести свойственную им

кристаллографическую огранку, образуют в общей стекловидной массе породы вкрапленники различного размера. Если расплав поднялся с небольших глубин или быстро преодолел расстояние до земной поверхности, он затвердевает в виде вулканического стекла, лишенного полностью или почти полностью вкрапленников и даже микролитов.

Изверженные породы, затвердевшие в условиях поверхности или в непосредственной близости от нее, называются поверхностными, излившимися, или эффузивными. Они образуют покровы и потоки, залегающие на земной поверхности, или дайки и некки, выполняющие каналы вулканических аппаратов трещинного и центрального типов.

Основная масса эффузивных горных пород, представленная вулканическим стеклом, с течением времени раскристаллизовывается в агрегат вторичных минералов. В древних эффузивных горных породах вулканические стекла почти отсутствуют вследствие того, что этот процесс перекристаллизации успевает почти полностью завершиться; в молодых эффузивных породах раскристаллизация вулканического стекла только начинается, и оно в этих породах сохраняется в значительном количестве. Поэтому по степени раскристаллизации вулканического стекла можно выделить палеотипные (древние) и кайнотипные (молодые) эффузивные горные породы. В особых условиях, однако, вулканическое стекло древних эффузивных пород может остаться не тронутым вторичными процессами изменения, а вулканическое стекло молодых эффузивных пород раскристаллизовывается полностью.

В связи с этим палео- и кайнотипность породы свидетельствует не только о ее возрасте, но и о степени вторичного изменения.

Твердые продукты извержения вулканов (пепел, песок, лапилли, бомбы) падают около кратера или разбрасываются на далекие расстояния от центров извержения. Попадая на сушу и в водные бассейны, они образуют слои так называемых пирокластических горных пород, изверженных по происхождению и осадочных по условиям образования.

Вторичные процессы происходят по разным причинам, но наиболее благоприятными являются поверхностные условия, в которых ранее образовавшиеся минералы и вулканические стекла оказываются неустойчивыми и преобразуются в новые устойчивые вторичные минералы. Вторичным изменениям подвергаются все породообразующие минералы, кроме кварца. При этом в разных по

химическому составу минералах развиваются различные вторичные процессы.

В калиевых полевых шпатах происходит процесс каолинизации, например, ортоклаз замещается каолинитом, а в плагиоклазах — процессы серицитизации и хлоритизации, при этом кислые плагиоклазы замещаются главным образом серицитом, а основные плагиоклазы — хлоритом.

Железисто-магнезиальные силикаты (авгит, роговая обманка и др.) чаще замещаются хлоритом и эпидотом, происходят процессы хлоритизации и эпидотизации, а по оливину развивается серпентин, связанный с процессом серпентинизации. Наиболее неустойчивыми в поверхностных условиях являются эффузивные породы, и особенно стекло, которое подвергается раскристаллизации с образованием разных минералов скрытокристаллического строения. При этом кислое стекло превращается главным образом в агрегат кварца, полевого шпата, серицита и незначительного количества хлорита, а основное стекло — в агрегат хлорита, эпидота и плагиоклаза.

Внутреннее строение магматических горных пород

Внутреннее строение магматических горных пород (структура, текстура) определяется условиями их образования.

Структуры магматических горных пород классифицируются по степени раскристаллизованности вещества, абсолютному и относительному размеру минеральных зерен и характеру их взаимоотношений (срастание, прораствание).

По степени раскристаллизованности вещества различают следующие структуры:

- 1) полнокристаллические, когда все вещество раскристаллизовано в агрегат минералов.
- 2) неполнокристаллические, когда часть вещества расплава затвердела в виде вулканического стекла.
- 3) стекловатые, когда все вещество породы представлено вулканическим стеклом.

Полнокристаллические структуры характерны для интрузивных глубинных и полуглубинных горных пород, неполнокристаллические и стекловатые структуры характерны для эффузивных горных пород.

По абсолютному размеру минеральных зерен различают структуры:

- 1) гигантозернистые, когда размеры минеральных зерен превы-

шают 1 см;

- 2) крупнозернистые, когда размеры минеральных зерен колеблются от 1 до 0,3 см;
- 3) среднезернистые, когда размеры минеральных зерен колеблются от 0,3 до 0,1 см;
- 4) мелкозернистые, когда размеры минеральных зерен колеблются от 0,1 до 0,05 см;
- 5) скрытокристаллические (афанитовые), когда минеральные зерна имеют размеры менее 0,05 см.

Гигантозернистые, крупно-, средне- и мелкозернистые структуры характерны для интрузивных глубинных и полуглубинных горных пород, скрытокристаллические — для основной массы эффузивных горных пород (вкрапленники эффузивных горных пород могут иметь различные размеры).

По относительному размеру минеральных зерен выделяют структуры:

1. Равномернозернистые, если размеры минеральных зерен близки по величине;

2. Неравномернозернистые, если размеры минеральных зерен существенно различны по величине.

Неравномернозернистые структуры объединяют несколько разновидностей, среди которых наиболее часто встречаются: а) порфиroidные, если основная масса породы представлена полнокристаллическим равномернозернистым агрегатом минералов, выполняющим промежутки между более крупными порфиroidными выделениями, б) порфиroidные, если основная порода представлена вулканическим стеклом с микролитами или без них, выполняющим промежутки между вкрапленниками, в) афиroidные, если породы сложены вулканическим стеклом с микролитами и не содержат вкрапленников.

Равномернозернистые и порфиroidные структуры характерны для интрузивных горных пород, порфиroidные и афиroidные — для эффузивных.

Среди многочисленных структур, классифицирующихся по характеру прорастаний и сростаний минералов, макроскопически различима лишь пегматитовая структура, которая характеризуется закономерно ориентированными вростками одного минерала в другом.

Основными текстурами изверженных горных пород являются массивная, пятнистая, пузыристая, миндалекаменная, флюидальная.

Массивная текстура характеризуется беспорядочным расположением минералов в массе породы. Массивной текстурой обладают также вулканические стекла с бесструктурным строением вещества.

Пятнистая текстура возникает при неравномерном распределении светлых и темных минералов в объеме породы. Частным случаем пятнистой текстуры является полосчатая текстура — темные и светлые минералы концентрируются в массе породы в виде чередующихся полос.

Пузыристая текстура характеризуется наличием пустот от пузырьков газа. Если эти пустоты заполняются вторичными минералами (опал, халцедон, карбонаты), текстура породы называется миндалекаменной. Если в затвердевшей лаве сохраняются следы течения вещества в виде потокообразного расположения кристаллов и стекла, текстура породы называется флюидальной.

Массивная и пятнистая текстуры характерны для интрузивных пород, но встречаются и в эффузивных породах (вулканическое стекло); пузыристая и миндалекаменная текстуры встречаются исключительно в эффузивных породах, а флюидальная в обоих типах пород.

Осадочные горные породы формируются в результате разрушения любых по происхождению пород (осадочных, магматических или метаморфических), переотложения продуктов разрушения на поверхности Земли (в морях, океанах, на суше и т. д.) и последующего преобразования — диагенеза. Горные породы, возникшие в результате накопления вулканического материала, называются вулканогенными

Метаморфические горные породы возникают в глубоких зонах земной коры путем коренного преобразования магматических, вулканогенных и осадочных горных пород под влиянием высоких температур и давлений, в результате которого, не переходя в расплав, эти породы теряют первоначальный облик и приобретают новые особенности вещественного состава и внутреннего строения. Горные породы, не получившие при метаморфизме глубоких изменений, называются *метаморфизованными*.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить текстуры и структуры горных пород. На основании выделенных текстур, структур и вещественного состава (минерального) научиться определять происхождение (генезис) и вид горной породы.

Необходимые материалы и приборы: Учебная коллекция горных пород, шкала Мооса, лупа, бинокляр, кислота HCl, атлас текстур и структур, таблицы для определения горных пород.

Ход работы:

3. Отобрать из учебной коллекции образцы горных пород с одинаковой структурой и текстурой (обратить внимание на цвет).
4. Расположить их по группам согласно принятой классификации (с помощью атласа) и определить по таблицам вид, происхождение, название.
5. Просмотреть под бинокляром образцы горных пород и описать их строение (зернистость, степень раскристаллизованности), выяснить вещественный состав (моно- и полиминеральность).

Описание признаков горных пород производится в рабочей тетради.

Контрольные вопросы:

1. Что такое горная порода?
2. Как делятся горные породы по способу образования?
3. Что называется полезными ископаемыми?
4. Что такое структура и текстура?
5. Что такое мономинеральная и полиминеральная породы?

Практическая работа № 9. ОПИСАНИЕ КИСЛЫХ И СРЕДНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Теоретическое обоснование работы

Кислые магматические породы

К кислым изверженным горным породам относятся породы группы гранита — липарита (риолита). От пород других групп они отличаются наличием относительно большого содержания кварца и преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом.

Небольшое содержание темноцветных минералов обуславливает светлую окраску кислых изверженных горных пород.

Группа гранита — липарита объединяет интрузивные (гранит, гранит-порфир, пегматит) и эффузивные (липаритовый порфир, липарит) горные породы.

Гранит представляет собой глубинную горную породу, сложенную калиевым полевым шпатом (40%), плагиоклазом (20%), кварцем (30%) и темноцветными минералами (5—10%), главным образом биотитом и роговой обманкой. Если содержание калиевого полевого шпата повышается до 65—70%, граниты называются щелочными в отличие от нормальных, состав которых указан выше. В зависимости от преобладания среди цветных минералов биотита или роговой обманки различают биотитовые и роговообманковые разновидности гранитов. Структура породы полнокристаллическая, крупно- до мелкозернистой, равномернозернистая; текстура — массивная, реже пятнистая.

В гранодиоритах по сравнению с гранитами уменьшается содержание кварца и увеличивается содержание темноцветных компонентов, а плагиоклазы становятся более кальциевыми (типа андезина).

Важной разновидностью гранитов является рапакиви. Это существенно ортоклазовые граниты. Красный ортоклаз образует крупные округлые выделения (овоиды), обрастающие каемкой белого плагиоклаза (олигоклаза). Эти округлые образования сцементированы зернистой массой из ортоклаза, плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки.

Гранит-порфиры отличаются от гранитов порфировидной структурой. Порфировидные выделения представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, реже биотитом. Структура основной массы равномернозернистая, полнокристаллическая; текстура массивная и реже пятнистая.

Для жильных и дайковых тел характерны лейкократовые породы. Среди них выделяют аплиты и пегматиты. Аплиты — мелкокристаллические светлые горные породы, почти лишенные цветных минералов.

Пегматиты (письменный гранит, еврейский камень) отличаются от гранитов гигантозернистой структурой и наличием ориентированных вростков кварца в калиевом полево шпате

(пегматитовая структура). Текстура породы — массивная. Помимо основных породообразующих минералов, в пегматитах присутствуют в значительном количестве минералы, содержащие летучие компоненты: лепидолит, турмалин, топаз, эвклаз, берилл и др.

Липаритовые (риолитовые) порфиры (палеотипный эффузивный аналог гранита) и липариты (кайнотипный эффузивный аналог гранита) представляют собой порфировые породы с афанитовой основной массой. Вкрапленники представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом; основная масса сложена микролитами тех же минералов и вулканическим стеклом. В липаритах вкрапленники полевых шпатов свежие, не измененные вторичными процессами, а вулканическое стекло не раскристаллизовано. В липаритовых порфирах вкрапленники полевых шпатов сильно изменены вторичными процессами, а вулканическое стекло основной массы раскристаллизовано в микрозернистый полевошпатово-кварцевый агрегат и местами хлоритизировано. Текстура пород — массивная, пористая, флюидальная, часто тонкая полосчатость.

Пирокластические горные породы.

Пирокластические горные породы формируются из твердых продуктов вулканических извержений (пепел, песок, лапилли, бомбы) и нормального осадочного материала.

По составу и характеру цемента вулканогенные обломочные породы делятся на пять подгрупп:

1. Породы с лавовым цементом (лавовые брекчии, туфолавы).
2. Породы, образованные рыхлым пирокластическим материалом.
3. Породы, образованные спекшимися и сваренными обломками (игнимбриты, спекшиеся и сваренные туфы).
4. Породы с пепловым цементом, переработанным гидрохимически (вулканические брекчии, туфы).
5. Породы, в цементе которых наряду с пепловым материалом присутствует и осадочный материал, обычно карбонатного, кремнистого или глинистого состава (туффиты).

При диагностике лавовых брекчий и туфолав всегда указывается состав лавового материала, цементирующего обломки, например, лавовая брекчия липаритов, туфолава андезитового состава и т. д.

Пирокластический материал (бомбы, лапилли, гравий, песок, пепел) иногда образуют рыхлые отложения, но в большинстве случаев

они литофицированы, спекаются, свариваются, цементируются гидрохимически переработанным мелкообломочным материалом.

Породы с пепловым цементом называются туфами. Они представляют собой неслоистые или неясно слоистые, плохо отсортированные образования, сложенные обломками вулканического стекла, отдельными минералами (слюда, роговая обманка, авгит, полевой шпат) и их обломками, а также обломками горных пород. Окраска туфов различная, но в основном серая и зеленая с бурыми и фиолетовыми оттенками. Состав туфов колеблется от основного до кислого, и по содержанию кремнекислоты среди них различают липаритовые, трахитовые, андезитовые и базальтовые туфы, являющиеся пирокластическими аналогами соответствующих эффузивных пород.

При определении туфов указывается состав вулканического материала и его размерность, например, среднеобломочные туфы андезитов и т.д.

Средние магматические породы

К средним изверженным горным породам относятся породы группы диорита — андезита, сиенита — трахита и нефелинового сиенита — фонолита. Все три группы лишены кварца и легко отличаются по этому признаку от кислых пород, в которых кварц отчетливо наблюдается невооруженным глазом.

Все три группы средних пород в большей мере, чем кислые, обогащены темноцветными минералами и имеют серую окраску. В породах группы диорита — андезита светлые минералы представлены исключительно плагиоклазом, а в породах группы сиенита — трахита преимущественно или только калиевым полевым шпатом. В нефелиновых сиенитах — фонолитах, кроме калиевого полевого шпата, в значительных количествах присутствует нефелин, отсутствующий в породах группы диорита — андезита и сиенита — трахита.

Группа сиенита — трахита представлена сиенитами и сиенит-порфирами (интрузивные породы), трахитовыми порфирами и трахитами (палео- и кайнотипные эффузивные аналоги сиенитов).

Общие замечания по определению магматических горных пород

Прежде чем приступить к диагностике магматических горных пород, необходимо убедиться, что изучаемая порода относится именно к изверженным.

Интрузивные изверженные горные породы сложены полевыми шпатами, кварцем, амфиболом, пироксеном, оливином, слюдой и

другими магматическими по происхождению минералами. Эти минералы не представляют собой механического агрегата, а находятся в естественных сростках, возникших в процессе кристаллизации из расплава. Многие минералы, типичные для осадочных (халцедон, опал, галоиды, карбонаты, сульфаты и другие) и метаморфических (гранат, тальк, серпентин, хлорит) пород, либо вовсе не встречаются в изверженных породах в качестве первичных (халцедон, опал, галоиды и др.), либо являются продуктами изменения первичных минералов (хлорит, серпентин, карбонаты, тальк).

Эффузивные изверженные горные породы сложены вулканическим стеклом и перечисленными минералами магматического происхождения.

Кроме того, изверженные горные породы обладают некоторыми структурами (полнокристаллическая, стекловатая, порфирировая, порфирировидная, пегматитовая) и текстурами (пузырчатая, миндалекаменная, характерными только для них, лишены слоистости, свойственной осадочным породам, сланцеватости, типичной для метаморфических пород, и не содержат остатков фауны и флоры).

Если по сумме указанных признаков исследуемая горная порода относится к изверженным, можно приступить к дальнейшему, более детальному определению.

Чтобы научиться различать интрузивные полуглубинные и эффузивные горные породы, нужно, кроме того, отчетливо представлять себе различие между порфирировидной и порфирировой структурами. В порфирировидных породах порфирировые выделения только в 2—3 раза больше минералов основной массы, а в порфирировых породах вкрапленники больше зерен основной массы в десятки раз, хорошо огранены и являются единственными явнокристаллическими образованиями породы. Порфирировидные структуры характерны для интрузивных полуглубинных горных пород, порфирировые же структуры встречаются исключительно в эффузивных горных породах.

Дальнейшее определение изверженных горных пород осуществляется по минеральному составу. В интрузивных горных породах макроскопическому минералогическому анализу доступна вся масса породы, в эффузивных только вкрапленники, представленные наиболее характерными минералами.

Кислые и средние по составу изверженные горные породы окрашены в светлые тона, основные и ультраосновные — в темные и черные.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить свойства и научиться выделять из магматических пород породы кислого и среднего состава. Выработать навыки их полевого (макроскопического) определения.

Необходимые материалы и приборы: Учебная коллекция горных пород, шкала Мооса, лупа, бинокляр, кислота HCl, атлас текстур и структур, таблицы для определения горных пород.

Ход работы:

1. По характерным признакам отобрать из учебной коллекции гранит, гранодиорит, рапакиви, пегматит; указать в рабочей тетради, в чем их различие (изучая их визуально с помощью атласа-определителя текстур и структур).

2. Выделить из учебной коллекции риолиты (липариты), разделив их по вещественному составу на кварцевые и полевошпатовые, обратить особое внимание на цвет и тон окраски.

3. С помощью бинокля отобрать из учебной коллекции пирокластический материал, просмотрев, зарисовать структуру в рабочей тетради, указав, в чем разница между обсидианом, игнимбритом, туфом, пемзой.

4. По характерным признакам отобрать из учебной коллекции сиенит, трахит, фонолит, диорит, андезит, лампрофир; указать в рабочей тетради, в чем их отличие.

5. Изучить и подразделить средние горные породы на три основные группы по цвету и вещественному составу.

6. В рабочей тетради произвести полную диагностику и описание (зарисовать) кислых и средних горных пород, отметив при этом условия их образования.

Контрольные вопросы:

1. Назовите разновидности гранита.
2. Как по цвету отличаются магматические горные породы?
3. Какие породы образуют пирокластический материал?
4. Что такое туфы и туффиты, чем отличаются они друг от друга?

5. Различие между порфировой и порфировидной структурой?

Практическая работа № 10. ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Теоретическое обоснование работы

Основные породы

Основные изверженные горные породы, представленные группой габбро — базальта, от кислых и средних пород легко отличаются по темному, почти черному цвету, который обусловлен большим количеством темноцветных минералов в составе породы. Кварц и калиевый полевой шпат отсутствуют.

Группа габбро — базальта объединяет интрузивные горные породы (габбро, габбро-порфириды, диабазы) и эффузивные (базальтовые порфириды и базальты).

Габбро — темные до черных интрузивные горные породы, сложенные основным плагиоклазом, составляющим 50%, и пироксеном. В небольших количествах в габбро могут присутствовать оливин (оливиновое габбро) и роговая обманка (роговообманковое габбро). Особым типом габбро является лабрадорит — порода, целиком сложенная лабрадором. Структура породы полнокристаллическая, равномернозернистая, средне зернистая, текстура — массивная.

Габбро-порфириды отличаются от габбро только порфировидной структурой. Порфировидными выделениями являются плагиоклаз и пироксены. Текстура нередко полосчатая.

Диабазы — средне-мелкозернистые темные плотные массивные породы, лишенные вкрапленников. От габбро-порфиритов они отличаются, кроме того, некоторыми деталями структуры, заметными только под микроскопом.

Базальтовые порфириды и базальты (палео- и кайнотипные-эффузивные горные породы) представляют собой афанитовые породы с мелкими (заметными иногда только под микроскопом) вкрапленниками оливина и пироксена. Основная масса породы сложена микролитами плагиоклаза, пироксена и небольшим количеством вулканического стекла. В базальтовых порфиритах вулканическое стекло отсутствует — оно полностью разложено в агрегат мельчайших чешуек хлорита, в результате чего базальтовые порфириды приобретают

зеленовато-серую или желтовато-серую окраску. Текстура пород массивная, пузыристая, миндалекаменная, полосчатая.

Ультраосновные породы

Ультраосновные горные породы образуют в земной коре преимущественно интрузивные формы залегания. Состоят они целиком из цветных минералов и в большинстве случаев являются мономинеральными. Среди ультраосновных пород выделяются перидотиты, дуниты, пироксениты и горнблендиты.

Перидотиты являются плотными черными породами, сложенными оливином и пироксеном. Изредка в породах присутствуют единичные зерна роговой обманки и биотита. Разновидность перидотитов, содержащая алмазы и выполняющая трубки взрыва, называется кимберлитом. Это темная брекчиевидная порода, сложенная оливином, серпентином и слюдой.

Дуниты представляют собой черные и темно-зеленые породы глубинного облика, сложенные на 95% оливином. В небольших количествах в породах присутствует магнетит и другие рудные минералы. Структура породы полнокристаллическая, равномерно-зернистая, мелкозернистая; текстура массивная. Структурные и текстурные особенности дунитов такие же, как и перидотитов.

Пироксениты — темные до черных плотные породы, сложенные на 95% различными пироксенами. *Горнблендиты* нацело сложены роговой обманкой. Структура и текстура этих пород такие же, как и у дунитов.

Форма залегания магматических горных пород

Интрузивные горные породы формируются ниже земной поверхности и обнажаются на дневной поверхности только на участках глубокого эрозионного среза. Выделяются следующие формы залегания интрузивных горных пород: секущие (интрузивные тела проплавливают и механически прорывают вмещающие породы) и согласные (интрузивные тела залегают согласно с вмещающими породами). Основными секущими формами залегания интрузивных тел являются батолиты, гарполиты, штоки, магматические диапиры и дайки.

Батолиты при глубоком эрозионном срезе занимают площади более 100 км². Очертания батолитов в плане овальные, реже округлые. Их контактовые поверхности с вмещающими породами обычно наклонены в разные стороны.

Штоки (см. рис.1, в и 3, в) представляют собой интрузивные тела относительно небольших размеров (менее 100 км² в горизонтальном сечении) и столбообразной формы. На геологических картах имеют изометрические очертания.

Магматические *диапиры* в отличие от штоков имеют в разрезах каплевидную форму. Магматический расплав при образовании магматических диапиров нагнетается во вмещающие породы под большим напором и оказывает на них сильное давление. Поэтому на контактах с магматическими диапирами вмещающие породы сжимаются, разрываются и сминаются в складки (см. рис. 3, д).

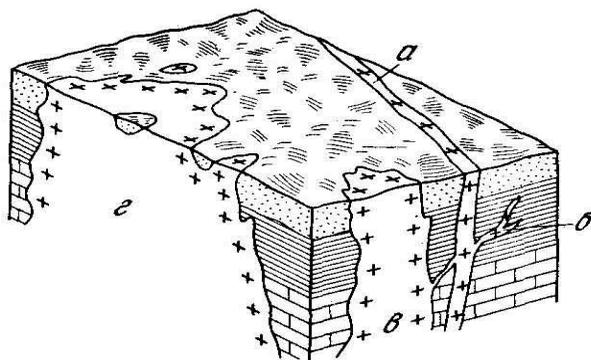


Рис. 1. Интрузивные тела: а – дайка; б – жила; в - шток; г - батолит

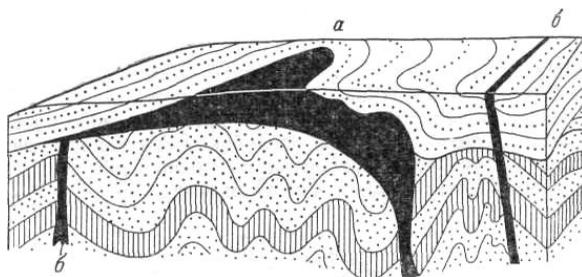


Рис. 2. Гарполит (а) и дайки (б) на эродированной поверхности и в разрезе

Дайки (см. рис.2, б и 3, з) имеют плитообразную форму, крутое падение и небольшую мощность, при значительной протяженности (десятки и сотни метров и километры) по простиранию.

К основным формам залегания согласных интрузивных тел относятся лакколиты, лополиты, факолиты и интрузивные залежи (силлы).

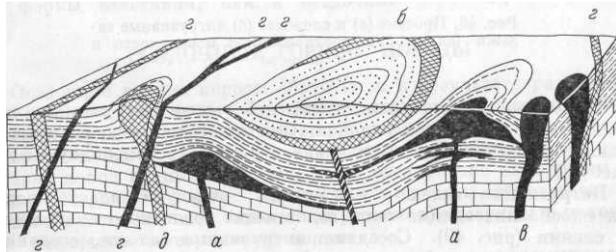


Рис. 3. Лакколиты (а), лополит (б), штоки (в), дайки (з) и магматический диапир (д) на эродированной поверхности и в разрезе.

Лакколиты (см. рис.3, а) имеют в разрезах грибообразную или каравасеобразную форму и сравнительно небольшие (не более 10 км в поперечнике) размеры. В связи с тем, что лакколиты образуются в результате нагнетания магматического расплава в межпластовые пространства, верхние слои, изгибаясь, приобретают выпуклую форму — образуют своды. Слои, слагающие крылья этих сводов и куполов, вблизи лакколитов имеют крутые падения, но быстро выполаживаются в стороны до горизонтального залегания.

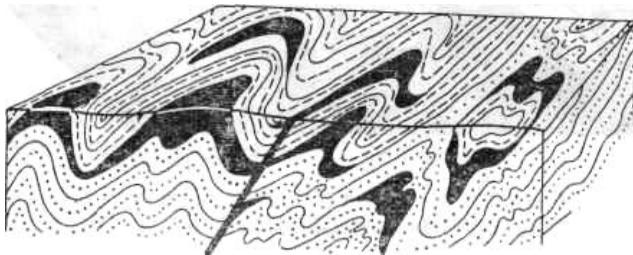


Рис. 4. Факолиты на эродированной поверхности и в разрезе
Лополиты (см. рис.3, б) образуют различные по величине блюдцеобразные интрузивные тела в пологих синклинальных прогибах. Подобно лакколитам они залегают согласно с вмещающими

породами и имеют в плане (при неглубоком эрозионном срезе) кольцевые или полукольцевые очертания. Вмещающие породы наклонены в сторону центральной части лополита.

Факолиты представляют собой небольшие интрузивные тела, расположенные в ядрах складок. Они залегают согласно с вмещающими породами и имеют в плане и разрезах серповидную форму (рис.4).

Интрузивные залежи, или силлы, образуют пластообразные или плосколинзовидные тела, залегающие согласно с вмещающими их слоями (рис.5). Соседние интрузивные залежи, соединяясь по падению, могут образовать тела сложной формы.

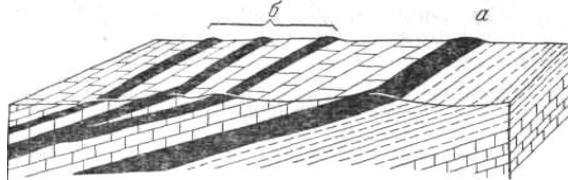


Рис. 5. Простые (а) и сложные (б) интрузивные залежи (силлы) на эродированной поверхности и в разрезе.

Эффузивные горные породы формируются на земной поверхности и сразу же подвергаются интенсивному разрушению. В связи с этим из многочисленных первоначальных форм их залегания чаще всего сохраняются только покровы, потоки и некки (жерловины).

Покровы и потоки образуют пластообразные тела (рис. 6). Взаимоотношения их с вмещающими породами такие же, как и у осадочных пород.

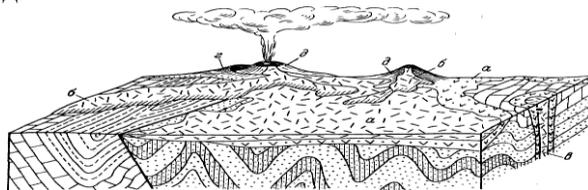


Рис. 6. Покровы (а), потоки (б), некки (в), сумма (г) и конусы (д) на поверхности и в разрезе.

Некки (см. рис. 6, в) образуются при заполнении лавой или пирокластическим материалом каналов вулканических аппаратов. Они имеют в плане округлые очертания с диаметром до 1,5 км. Стенки

некков крутые, близкие к вертикальным. С вмещающими породами неки имеют секущие контакты.

Вулканогенные горные породы преимущественно имеют такие же формы залегания, как и осадочные.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить свойства и научиться выделять из магматических пород породы основного и ультраосновного состава. Выработать навыки их макроскопического определения, а также в изучении форм залегания магматических горных пород.

Необходимые материалы и приборы: Учебная коллекция горных пород, шкала Мооса, лупа, бинокляр, кислота HCl, атлас текстур и структур, таблицы для определения горных пород, таблицы и схемы взаиморасположения геологических тел (форм).

Ход работы:

1. Отобрать из учебной коллекции образцы габбро, габбро-порфиринов, диабазов, базальтов; в рабочей тетради указать их характерные признаки и главные отличия.

2. Выделить из учебной коллекции перидотит, дунит, пироксенит, горнблендит, обратить особое внимание на цвет и структуру.

3. В рабочей тетради произвести полное описание, диагностику основных и ультраосновных пород, отметив при этом условия их образования.

4. В рабочей тетради сделать зарисовки форм залегания магматических пород.

Контрольные вопросы:

1. Какие породы относятся к основным и ультраосновным породам?
2. Чем ультраосновные породы отличаются от других магматических пород?
3. Что такое кимберлит?
4. Перечислите породы основного состава.
5. Какие формы залегания образуют интрузивные и эффузивные породы?

Практическая работа № 11. ИЗУЧЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Теоретическое обоснование работы

Осадочные горные породы образуются в результате разнообразных геологических процессов, происходящих на поверхности земли, в самых верхних частях литосферы, на дне морских и океанических водоемов, а также в озерах, реках и болотах. Наиболее общее определение пород группы может быть сформулировано следующим образом: осадочные горные породы — это породы, образовавшиеся на поверхности земли (в экзогенных условиях) в результате накопления различных минеральных веществ.

Исходным материалом при формировании описываемых пород являются минеральные вещества, образовавшиеся за счет разрушения других, существовавших ранее минералов и горных пород магматического, метаморфического или осадочного происхождения.

Разрушение пород в поверхностных частях земной коры происходит в результате как физического, так и химического выветривания. Продукты разрушения переносятся водой, ветром, реже льдом, отлагаются как в стоячей, так и в проточной воде разных водоемов и в субаэральных условиях на поверхности суши.

Главнейшие признаки осадочных горных пород

При изучении осадочных пород, так же как и изверженных, различают их структуру, под которой понимают в данном случае свойство, обусловленное формой и размером частиц, слагающих породу, и текстуру, т. е. свойство, обусловленное своим происхождением, особенностям расположения этих частиц.

Структура и текстура

По величине обломков среди осадочных пород выделяют следующие основные группы, имеющие дальнейшее подразделение:

а) грубообломочные (псефитовые) с частицами более 2 мм в диаметре;

б) песчаные (псаммитовые) с частицами от 2 до 0,1 мм; в) пылеватые (алевритовые) с частицами менее 0,1 до 0,01 мм;

г) глинистые (пелитовые) с частицами менее 0,01 мм.



По форме обломков различают породы, в которых частицы могут быть: 1) угловатыми (неокатанными); 2) округло-угловатыми (полуокатанными) и 3) округло-полированными (окатанными).

По величине зерен среди песчаных пород выделяют: грубозернистые — 2—1 мм, крупнозернистые — 1—0,5 мм, среднезернистые — от 0,5 до 0,25 мм, мелкозернистые — от 0,25 до 0,1 мм.

Для пород химического и органогенного происхождения структуры различают по тем же признакам (размерам кристаллов или зерен), а также по составу организмов, слагающих породу.

Кроме того, выделяют структуры: а) равно- и разнозернистую в зависимости от соотношения зерен по размеру; б) оолитовую, в которой зерна имеют форму округлых стяжений различного размера — до 1—2 мм величиной; в) листоватую, при которой породы имеют листовато-слоистое сложение; г) игольчатую и волокнистую, зависящие от формы и величины слагающих их минералов; д)

брекчиевидную, при которой порода состоит из крепко спаянных между собой остроугольных обломков.

Окраска

Осадочные породы имеют самые разнообразные окраски и оттенки от снежно-белой до черной. При этом иногда окраска является признаком, характерным для определения этих пород, и зависит: 1) от окраски минералов, слагающих породу, 2) от окраски рассеянной в породе примеси и 3) от цвета тончайшей корочки, часто обволакивающей зерна составляющих породу минералов.

Белый и светло-серый цвета обычно обусловлены окраской главных минералов осадочных пород (кварца, каолинита, кальцита, доломита и др.) и свидетельствуют до некоторой степени о чистоте породы.

Темно-серый и черный цвета чаще всего появляются в результате примеси красящего углистого вещества и реже солей марганца и сернистого железа. Иногда встречаются породы, черный цвет которых обусловлен цветом основной составной части, как, например, уголь, магнетитовый песок.

Красный и розовый цвета обычно связаны с примесью в породе окислов железа. Часто эти цвета свидетельствуют о формировании осадков в условиях жаркого климата.

Зеленый цвет зависит от примеси закисного железа и присутствия соответственно окрашенных минералов, чаще всего глауконита, но иногда хлорита, малахита, волонскоита и др.

Желтый и бурый цвета связаны с присутствием в породе лимонита.

Определять цвет породы нужно при дневном свете, так как искусственный свет, так же как и влажность, изменяют оттенки. Часто порода, в сухом виде обладающая пепельно-розовым цветом, во влажном состоянии неожиданно оказывается ярко-красной, зеленовато-серый цвет превращается в этих условиях в яркий изумрудно-зеленый. Поэтому следует всегда точно указывать состояние влажности описываемой породы или описывать цвет породы как во влажном, так и в сухом состоянии.

При описании породы приходится встречаться не только со сложными оттенками, но и с прихотливым распределением окраски в породе: на фоне основного цвета выступают тонкие прослои или пятна иного цвета или оттенка (более темного или более светлого), иногда же

появляются разводы, подчас сложного рисунка. Лучше всего это удастся подметить во влажной породе. Описание окраски должно быть немногословным, но достаточно подробным, так как в дальнейшем эти детали могут иметь очень важное значение.

Удельный вес

Большое значение имеет установление удельного веса осадочных пород, которое возможно в лабораторной обстановке, но в некоторых случаях может быть сделано и приблизительно. Например, часто бывает трудно отличить гипс от ангидрита по внешнему виду, а между тем разницу между ними в удельном весе (соответственно 2,4 и 2,9) легко обнаружить сравнительным взвешиванием на руке обломков одинакового размера

Обломочные (кластические) породы

Классификация обломочных пород основана на величине и форме обломков (грубообломочные, песчаные, алевритистые) и степени их сцементированности (рыхлые и сцементированные). Определяя внешний вид горных пород, эти признаки одновременно отражают и их происхождение.

Грубообломочные породы (псефиты)

По форме и величине обломков рыхлые псефиты подразделяются на окатанные и неокатанные, крупные, средние и мелкие.

К окатанным относятся такие обломки, которые имеют хорошо округленные, часто даже совсем сглаженные ребра. Неокатанные обломки являются остроугольными и не несут следов обработки. Окатанность материала указывает на достаточно длительное время и длинный путь переноса обломков от места разрушения до места накопления, неокатанность же, наоборот, указывает на кратковременность и незначительное расстояние переноса.

Все окатанные псефиты, скрепленные цементом, независимо от состава галек и цемента называются *конгломератами*, а сцементированные псефиты, состоящие из неокатанных обломков, — *брекчиями*.

Следует указать, что если конгломераты являются породой осадочной, то среди брекчий выделяют несколько типов различного происхождения. К осадочным породам относятся брекчии, в которых остроугольные обломки разного состава сцементированы, так же как и конгломераты, однородным цементом. Брекчии, в которых обломки разной величины обычно имеют однородный состав с цементом,

являются результатом оползневых процессов. Кроме того, следует назвать *тектонические брекчии*, в которых обломки различных пород скреплены цементом, неоднородным по составу в разных частях породы.

Классификация осадочных обломочных пород
(по Л. Б. Рухину, с упрощениями и уточнениями)

Группы горных пород	Размеры обломков, мм		Рыхлые породы		Сцементированные породы	
			с окатанными обломками	с неокатанными обломками	с окатанными обломками	с неокатанными обломками
Грубообломочные породы (псефиты)	Крупные	200	Валуны	Глыбы	Валунные конгломераты	Глыбовые брекчии
	Средние	200-10	Галька	Щебень	Галечные конгломераты	Щебеночные брекчии
	Мелкие	10-2	Гравий	Дресва	Гравийные конгломераты (гравелиты)	Дресвяные брекчии
Песчаные породы (псаммиты)	Грубые	2-1	Пески грубозернистые		Песчаники грубозернистые	
	Крупные	1-0,5	Пески крупнозернистые		Песчаники крупнозернистые	
	Средние	0,5-0,25	Пески среднезернистые		Песчаники среднезернистые	
	Мелкие	0,25-0,05	Пески мелкозернистые		Песчаники мелкозернистые	
Алевритовые породы (аледриты)	0,05-0,005		Аледриты		Аледролиты	
Глинистые породы (пелиты)	<0,05		Глины (физические)		Аргиллиты	

Пески и песчаники (псаммиты)

Соответственно структурным признакам в группу псаммитов входят породы, величина составляющих частиц которых колеблется от

0,1 до 2 мм. В зависимости от степени уплотнения и цементации они разделяются на: а) рыхлые — пески; б) цементированные — песчаники.

По величине зерна пески и песчаники подразделяются на: а) грубозернистые (переход к гравию) — от 2 до 1 мм; б) крупнозернистые — от 1 до 0,5 мм; в) среднезернистые — от 0,5 до 0,25 мм; г) мелкозернистые — от 0,25 до 0,1 мм.

При описании псаммитов, так же как и псефитов, следует подробно указывать величину и характер окатанности зерен, минеральный состав и окраску и в случае, если ясно различим цемент, то состав и окраску последнего.

Псаммиты могут состоять из зерен главным образом одного минерала (например, кварца, глауконита — кварцевый, глауконитовый песок или песчаник). Такие псаммиты называют *олигомиктовыми*. Псаммиты же, состоящие из обломков различных минералов: (кварца, полевого шпата, слюды, глауконита и т. д.), называют *полимиктовыми*.

При описании псаммитов, кроме всех перечисленных признаков следует особое внимание обращать на присутствие карбонатов кальция, которые могут быть рассеяны в цементе или находиться в зернах. Это устанавливается при смачивании породы 5%-ным раствором HCl. В случае даже небольшого количества извести на поверхности псаммитовых пород от капли HCl будет наблюдаться вскипание. При отрицательной реакции устанавливается, что известь в породе отсутствует.

Для цементированных пород нужно отметить характер и состав цемента, степень прочности, плотность и пористость, однородность или неоднородность цемента, степень окатанности зерен и другие признаки.

Алевриты и алевролиты

Псаммиты связаны с глинистыми породами (пелитами) породами переходного характера — алевритами (рыхлые) и алевролитами (сцементированные). Как те, так и другие слагаются частицами размером от 0,1 до 0,01 мм. К алевритам относятся лёсс, лёссовидные суглинки, некоторые супеси, суглинки и другие песчано-глинистые породы. Все эти породы рыхлые. В отличие от алевритов алевролиты — сцементированная порода; состав цемента у них такой же, как и у песчаников. Среди них можно выделить: 1) хорошо сортированные алевролиты, состоящие преимущественно из пылеватых, или

алевритовых частиц (диаметром 0,1—0,01 мм); 2) алевролиты, представляющие по механическому составу смесь песчаных, алевритовых и глинистых частиц.

Глинистые горные породы (пелиты)

Измельчение частиц до размеров менее 0,01 мм, происходящее в процессе физического перетирания и химического разложения, приводит к образованию обширной группы горных пород, называемых *пелитами*, или глинами.

По ряду основных свойств пелиты резко отличаются как от обломочных пород, так и от собственно химических осадков. Свойства пелитов определяются крайне незначительными размерами коллоидальных частиц в растворе, имеющих величину 1—200 миллимикрон. Такие частицы не оседают на дно под влиянием силы тяжести. Кроме того, электрический заряд частиц одинаков у данного вещества в одном и том же растворе. Для выпадения в осадок необходимо, чтобы коллоидальные частицы потеряли свой электрический заряд и тем самым приобрели способность к слипанию в более крупные комочки. Это возможно при встрече данного коллоидного раствора с другим, где частицы имеют электрический заряд противоположного знака. Например, если река несет в море полуторные окислы железа или суспензию глинистого вещества, то при встрече с богатой электролитами морской водой эти вещества начинают оседать на дно. Этот процесс, называемый *коагуляцией*, подробно изучается в курсе физической химии.

Слипшиеся и осевшие комочки коллоидальных частиц образуют в основном глинистые (пелитовые) породы. Среди глинистых пород различают остаточные и переотложенные глины.

Материал, получающийся при выветривании и химическом разрушении различных пород, остается в некоторых случаях на месте разрушения (элювий), причем образуется так называемая *кора выветривания*, залегающая на материнских породах, сохраняющая в своих нижних горизонтах их структурные и текстурные особенности и достигающая значительной мощности (до нескольких десятков, а иногда и более метров). С корой выветривания связываются накопления первичных каолинов, латеритных бокситов и другие образования.

Глины

Глина — это землистая порода, дающая с водой пластичную массу, твердеющую при высыхании, а при обжиге приобретающую твердость камня.

Часто указывают, что для глины характерен специфический запах («запах печки»), появляющийся после того, как на нее подышат. Для некоторых разновидностей глины это, действительно, характерно, но вряд ли может служить диагностическим признаком для всех глин.

По внешнему виду глины в сухом состоянии являются или землистыми, рыхлыми, легко рассыпающимися и растирающимися, или очень плотными, почти «каменистыми» породами.

Твердость их равна единице, так что они легко царапаются ногтем. Если потереть поверхность плотной глины пальцем или ногтем, остается блестящая полоска. Глины липнут к влажному пальцу, жадно впитывая воду. Насыщаясь водой, глина разбухает, размягчается и превращается в пластичную вязкую массу, которая при дальнейшем добавлении воды может постепенно превратиться в текучую массу. Наиболее типичные физические свойства глин следующие:

а) пластичность, т. е. способность легко принимать под давлением любую форму и сохранять ее после прекращения давления, не подвергаясь разрушению. Это свойство обусловлено мельчайшими размерами и преимущественно пластинчатой формой частиц, составляющих глину, а также и другими ее особенностями. При сильном высушивании или прокаливании пластичность исчезает;

б) способность поглощать большое количество воды (до 40 и даже 70% по объему), от чего порода разбухает (гигроскопичность);

в) водоупорность — после полного насыщения водой;

г) способность поглощать некоторые коллоидальные вещества, красящие вещества, основания из солей, масла и т. д. У разных глин эта способность неодинакова;

д) огнеупорность — способность противостоять без плавления действию высокой температуры. Степень огнеупорности может быть очень различной.

По происхождению глины весьма разнообразны. Среди них имеются *континентальные*, остаточные и осадочные (озерные, аллювиальные и др.), и *морские* образования. Глины отлагаются в различных условиях как в мелководных, так и в глубоководных участках водных бассейнов. В зависимости от этого глины различаются и по текстурным

признакам (слоистые, сланцеватые и т. п.), физическим свойствам, окраске, составу, а также по характеру примесей (песок, углекислая известь, кремнезем) и включений.

Практическое решение работы

Цель работы: Научиться выделять из всего многообразия осадочных пород их конкретные виды и типы (уметь подразделять их по группам согласно принятой классификации обломочных пород).

Необходимые материалы и приборы: коллекция обломочных горных пород, шкала Мооса, лупа, бинокляр, кислота HCl, магнит, линейка, атлас текстур и структур, таблицы для определения горных пород.

Ход работы:

1. Произвести определение осадочных пород с помощью определителя, выяснить способы образования породы, уточнить ее тип.

1. Все записи производить в рабочей тетради.

Контрольные вопросы:

1. На чем основана классификация осадочных горных пород?
2. Какую роль играет цемент в этих породах?
3. Как делятся глины по происхождению?
4. Перечислите типичные свойства глин.
5. Где применяется обломочная осадочная порода?

Практическая работа №12-13. ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ХИМИЧЕСКОГО И ОРГАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Теоретическое обоснование работы

Породы химического и органического происхождения

В результате различных химических процессов, а также жизнедеятельности животных и растительных организмов как в одной среде, так (реже) и на поверхности суши возникают разнообразные породы. Эти две обширные группы пород здесь рассматриваются совместно, так как они связаны множеством взаимных переходов и точный генезис при этом не всегда может считаться установленным.

Наиболее удобно классифицировать эти породы по химическому составу. На основании этого критерия выделяются следующие породы: 1) карбонатные, 2) кремнистые, 3) сернокислые и галоидные, 4) железистые, 5) фосфатные и 6) углеродистые (каустобиолиты) ископаемые.

Карбонатные породы

Из карбонатных пород наиболее широко распространены известняки — образования, состоящие главным образом из кальцита с примесями глины и песка. При увеличении количества глинистых примесей известняки переходят в мергели, а при увеличении количества песка — в песчаные известняки и в известковистые песчаники. При испытании известняков лучше всего применять реакцию с HCl . Известняки от капли слабой HCl бурно вскипают, причем на их поверхности, в отличие от мергелей, не остается грязного пятна.

По характеру строения известняки бывают крупно-, средне-, мелко- и неравномернозернистые, афанитовые (плотные), землистые, оолитовые, обломочные и т. д. Они весьма различны также по окраске, текстуре и по другим признакам.

По происхождению известняки разделяются на органогенные и химические.

Кремнистые породы

Породы, состоящие преимущественно из кремнезема, могут иметь как вулканогенно-осадочное, так в органическое или химическое происхождение.

Из кремнистых пород органического происхождения особенно важное значение имеют диатомиты, которые представляют собой скопления микроскопических скелетов диатомовых водорослей, состоящих из водного кремнезема (опала).

По внешнему виду диатомит — белая или желтоватая, пористая, чрезвычайно легкая и мягкая, рыхлая, слабо сцементированная порода, часто похожая на писчий мел. Основное различие между ними, кроме веса, заключается в том, что мел бурно вскипает, а диатомит совершенно не вскипает с HCl . На ощупь диатомит — очень нежная порода, легко растирающаяся пальцами в тончайшую пудру. Он жадно впитывает влагу и сильно прилипает к влажному пальцу. Трепелы внешне совершенно не отличимы от органогенного диатомита, но имеют иное, коллоидно-химическое происхождение. Они состоят не из

скорлупок диатомей, а из мельчайших зернышек опала, видимых только под микроскопом.

Диатомиты и трепелы применяются в строительном деле, в химической промышленности как поглотители, при изготовлении динамита, в качестве шлифовального материала и т. д.

К той же группе пород относятся измененные кремнистые породы частично органогенного происхождения, среди которых следует указать опоку. Опокой называется довольно твердая и очень легкая кремнистая порода серого, голубоватого, иногда черного цвета (окраска часто пятнистая). По внешним признакам одни разновидности опок приближаются к трепелам и диатомитам (мягкие опоки), а другие имеют кремневидный облик (твердые плотные опоки). При ударе твердая опока колетса со звенящим звуком на мелкие остроугольные обломки, обладающие раковистым изломом. Удельный вес опок обычно колеблется от 0,9 до 1,2, что соответствует их высокой пористости. Чаще всего они представляют собой измененные, сильно сцементированные диатомиты.

К особой группе кремнистых пород относятся яшмы, представляющие собой плотную и твердую (твердость около 5) породу, сложенную скрытокристаллическим кремнеземом, чаще всего кварцем или халцедоном. Яшмы зачастую содержат остатки микроскопически мелких животных — радиолярий. Раковинки радиолярий также слагаются кремнистым веществом. Яшмы обычно отличаются красивой окраской: красной (сургучные яшмы), зеленой или полосатой.

Яшмы образуются в результате накопления кремнистого вещества вулканогенного происхождения. Кремнезем, который осаждался на дне водоемов, поступал из гидротермальных растворов.

Сернокислые и галоидные породы

Сернокислые и галоидные породы различаются по химическому составу, но очень близки по условиям образования. Среди этих пород наиболее распространенными являются каменная соль, гипс и ангидрит.

Железистые породы

Железистые породы имеют исключительное практическое значение (большинство разрабатываемых железных руд относится к осадочным по происхождению) и поэтому представляют собой большой интерес. По химическому составу среди этих пород выделяются четыре

группы: 1) окислы и гидраты окиси железа, 2) карбонаты железа, 3) сульфиды железа и 4) железистые силикаты.

Фосфатные породы

Осадочные породы, богатые фосфатами кальция, называются фосфоритами. Они содержат фосфат кальция в аморфном виде с примесью глинистого или песчанистого материала. В зависимости от характера и количества примесей внешние признаки фосфоритов изменяются в широких пределах. Некоторые фосфориты имеют, например, облик песчаника и обладают неровным, грубо шероховатым изломом, другие же имеют афанитовую структуру с гладким, ровным изломом. Твердость фосфоритов обычно значительна (около 5).

Углеродистые породы (горючие ископаемые)

В эту группу входят породы органические по составу, органогенные и химические по происхождению. Среди них важнейшими являются торф, ископаемые угли, горючие сланцы, нефть и битуминозные породы. Все эти образования представляют собой полезные ископаемые первостепенной важности.

Общие замечания по определению осадочных горных пород

Трудно предложить какой-либо стандартный метод для определения осадочных пород. Правильное определение их возможно только при полном учете всего комплекса внешних свойств. Подробно должна быть описана текстура: характер слоистости (в случае отсутствия последней это должно быть специально указано), наличие или отсутствие кавернозности и т.д.

Также необходимо устанавливать и указывать возможно точнее структуру породы со всеми ее особенностями, состав, окраску, твердость, излом, удельный вес и другие признаки.

Не менее подробно, чем породе, следует описывать и все инородные включения в нее: органические остатки, конкреции, прожилки, различные выделения, выцветы, примазки и т. д. Полное описание дает возможность установить тип породы и способ ее образования, а тем самым и определить ее. Грубой ошибкой при характеристике породы является не точно подобранное название, а неполно и неправильно сделанное описание, так как первое по второму всегда легко исправить, а обратное сделать невозможно.

По происхождению известняки различают в основном биогенные (органогенные) и хемогенные.

Органогенные известняки состоят преимущественно из

карбонатных скелетных остатков животных (зоогенные известняки) и растительных.

Таблица 1

Химические и органогенные осадочные породы

Химико-минералогические классы	Условия образования	Главнейшие группы пород	Преобладающий состав	Способы образования
Карбонатные	Органогенные	Органогенные известняки: (коралловые, мшанковые, фузулиновые, нуммулитовые известняки и т. п.), известняки-ракушечники; органогенно-детритовые известняки. Писчий мел	Карбонат кальция	Накопление органических остатков, обломков карбонатных пород
	Химические	Плотные (пелитоморфные) тонко* и микрозернистые известняки; известковые туфы; оолитовые известняки; известковые натёки; глинистые известняки; мергели; доломиты	Карбонат кальция и карбонат магния	Осаждение из растворов; накопление глинистых частиц; замещение доломитом известковых пород
Кремнистые	Органогенные	Диатомиты	Окислы-гидроокислы кремния	Накопление органических остатков
	Органогенно химические	Трепелы; опоки; яшмы; кремни		Накопление органических остатков, глинистого вещества; осаждение из растворов

Окончание таблицы 1

Химико-минералогические классы	Условия образования	Главнейшие группы пород	Преобладающий состав	Способы образования
Кремнистые	Химические	Кремнистые туфы (грейзериты)		Осаждение из горячих источников или грейзеров
Химико-минералогические классы	Условия образования	Главнейшие группы пород	Преобладающий состав	Способы образования
Галогенные и сульфатные	Химические	Каменная соль; гипс; ангидрит	Хлористые и сернокислые соединения натрия и кальция	Осаждение из растворов
Железистые	Химические	Бобовые железные руды; сидерит; пирит, марказит	Оксиды и гидроокислы, карбонаты и сульфиды железа	Осаждение из растворов и накопление в коре выветривания
Фосфатные	Химические и органико-химические	Конкреционные или желваковые фосфориты; пластовые фосфориты	Фосфаты кальция	Осаждение из растворов, накопление глинистого, песчаного материала и органического вещества
Углеродные и углеводородные (горючие ископаемые)	Органико-химические	Торф; бурые угли; каменные угли; антрациты; нефть; газы	Углероды и углеводороды	Накопление и преобразование органического вещества

Практическое решение работы

Цель работы: Научиться выделять из всего многообразия осадочных пород их конкретные виды и типы (уметь подразделять их по группам согласно принятой классификации осадочных пород).

Необходимые материалы и приборы: коллекция осадочных горных пород химического происхождения, шкала Мооса, лупа, бинокляр, кислота HCl, магнит, линейка, атлас текстур и структур, таблицы для определения горных пород.

Ход работы:

1. Произвести определение осадочных пород с помощью определителя, выяснить способы образования породы, уточнить ее тип.
2. Все записи производить в рабочей тетради.

Контрольные вопросы:

1. Характеристика осадочных горных пород по химическому составу.
2. Как делятся известняки по происхождению?
3. Как отличить диатомит и мел, их применение в народном хозяйстве?
4. Что такое яшма?
5. Практическое значение железистых пород и их классификация.

Практическая работа № 14. ИЗУЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Теоретическое обоснование работы

Породы регионального метаморфизма

Метаморфические породы образуются в результате структурно-текстурных и минеральных, а иногда и химических преобразований ранее существовавших пород (осадочных, магматических и метаморфических) в связи с изменением физико-химических условий под воздействием разнообразных эндогенных процессов. Эти преобразования протекают с сохранением твердого состояния системы

и приводят к частичному или полному приспособлению породы к новым условиям. Метаморфические изменения заключаются в распаде первичных минералов, в молекулярной перегруппировке и образовании новых, более устойчивых минеральных ассоциаций, то есть сводятся к частичной или полной перекристаллизации пород с образованием новых текстур, структур и минералов. По интенсивности метаморфических преобразований породы разделяются на слабо измененные (метаморфизованные), сохранившие реликты состава и структуры исходного материала (протолита), и глубоко преобразованные (метаморфические), первоначальная природа которых полностью утрачена. Между ними наблюдаются постепенные переходы.

Основными факторами метаморфизма являются температура, давление (геостатическое и одностороннее) и химически активные вещества — растворы и газы. Существенное значение имеют также состав и строение исходных пород, длительность процесса изменения, геологические условия метаморфизма (пространственные и генетические взаимосвязи с тектоническими движениями, магматизмом, подъемом теплопоток из глубин Земли и т. п.). Метаморфические процессы могут происходить либо изохимически без существенного изменения валового химического состава метаморфизируемой породы, либо аллохимически — со значительным изменением состава последней вследствие привноса и выноса вещества. Изменениям подвергаются породы любого состава и генезиса.

Метаморфические процессы весьма разнообразны по форме проявления и характеру изменения горных пород. С учетом геологических условий и преобладания тех или иных факторов преобразования пород выделяются следующие основные типы метаморфизма: *региональный, пневматолитовый и гидротермальный, контактовый, динамометаморфизм, метасоматоз.*

Региональный метаморфизм — широкомасштабный процесс, охватывающий огромные территории в пределах подвижных поясов земной коры. Главными его факторами являются температура и давление, а также воздействие воды и углекислоты, содержащихся в исходных породах и способствующих ходу химических реакций. Преобразование горных пород, происходящее на глубине без существенного плавления и метасоматоза, сопровождается

перекристаллизацией и развитием новых минералов в условиях расплющивания и пластического течения вещества, что приводит к появлению характерной для метаморфических образований ориентированности (параллельному расположению) минеральных зерен. Процесс регионального метаморфизма может иметь прогрессивную или регрессивную направленность. Прогрессивный метаморфизм направлен на появление все более высокотемпературных минеральных ассоциаций.

Регрессивный метаморфизм (или диафторез) характеризуется замещением высокотемпературных минералов низкотемпературными. Образующиеся в этом случае продукты метаморфизма называются диафторитами.

При определенных физико-химических условиях в обстановке регионального метаморфизма возникает *ультраметаморфизм*. Образование ультраметаморфических пород происходит при существенном значении расплавов. Факторами ультраметаморфизма являются высокая температура, химическая активность воды, а также привнос и вынос веществ.

В зависимости от состава и структуры исходных пород при региональном метаморфизме возникают определенные виды метаморфических пород, которые по мере возрастания температуры и давления претерпевают закономерные изменения состава, структуры и текстуры. При этом образуются характерные ряды пород, представляющих последовательные этапы преобразования исходной породы. Особенно значительные изменения испытывают глинистые породы. Еще в процессе диагенеза глины уплотняются, обезвоживаются и превращаются в аргиллиты, отличающиеся от глин полной неразмокаемостью.

В начальной стадии метаморфизма в условиях низких температур под воздействием тектонического давления аргиллиты претерпевают рассланцевание (динамометаморфизм) и превращаются в аргиллитовые сланцы. Изменения выражаются в появлении тонкосланцеватой текстуры. В глинистом материале появляются скопления мельчайших зерен кварца, микроскопические чешуйки слюды (серицита) и хлорита, кристаллы пирита, углистые частицы.

Дальнейшее усиление метаморфизма, связанное с повышением температуры, приводит к полной перекристаллизации глинистого вещества с образованием филлитов. Это микрзернистые полно-

кристаллические породы с тонкосланцеватой, иногда пльчатой текстурой. Внешне они сходны с аргиллитовыми сланцами, отличаясь от них шелковистым блеском. Филлиты состоят из тонкочешуйчатой массы серицита, хлорита и кварца.

При повышении температуры и дальнейшем изменении давления филлиты переходят в кристаллические сланцы. В зависимости от состава исходных глин и температурного режима это могут быть слюдяные, хлоритовые или хлорито-слюдяные сланцы. Они отличаются сильным шелковистым блеском и более крупной величиной чешуек. Структура чаще среднекристаллическая до крупной.

На самой высшей стадии метаморфизма глинистых пород они преобразуются в гнейсы. Эти образования обладают массивной гнейсовой (полосчатой), реже сланцеватой или очковой текстурой. Структура их зернисто-кристаллическая, средне- или крупнозернистая. Вместо хлорита и слюды, которая сохраняется в небольшом количестве, в гнейсах преобладают полевые шпаты — микроклин и плагиоклаз; имеется много кварца. Присутствуют биотит и мусковит, иногда амфиболы, пироксены, гранаты. Состав гнейсов близок к минеральному составу гранитов, отличаясь от последнего ориентированной гнейсовой текстурой.

Существенно иные породы образуются при метаморфизме песчаников. Кварцевые песчаники с кремнистым цементом при метаморфизме превращаются в кварциты. Они состоят целиком из кварца, образующего неправильные зерна, которые иногда почти неразличимы.

Известняки при перекристаллизации переходят в мраморы. Последние состоят из кальцита, имеют зернисто-кристаллическую структуру и обычно массивную, нередко расплывчатую полосчатую текстуру. Реже наблюдается сланцеватость. Характерна белая или светло-серая окраска. В результате метаморфизма кислых и средних магматических пород (гранитов, диоритов и др.) образуются гнейсы и слюдяные сланцы. В отличие от аналогичных пород, образующихся при метаморфизме осадочных образований (глин и песчаников) и называемых парагнейсами (или парасланцами), породы, возникающие за счет магматических, носят название ортогнейсов (или ортосланцев).

Габбро и базальты преобразуются на низшей стадии метаморфизма в зеленые сланцы, состоящие из хлорита, эпидота, актинолита и альбита. Далее они переходят в амфиболиты — массивные крепкие породы сланцеватой или волокнистой текстуры, темно-зеленого до

черного цвета. Они состоят из роговой обманки и плагиоклаза. На высшей ступени метаморфизма амфиболиты переходят в гранатовые амфиболиты и эклогиты, состоящие из граната и пироксена. Образование эклогитов происходит при очень высоких давлениях, поэтому они характерны для глубоких зон метаморфизма.

Ультрасновные породы (дуниты, перидотиты) преобразуются в змеевики (серпентиниты) и тальковые сланцы. Змеевики состоят из серпентина с примесью магнетита и хлорита, образующих микро-чешуйчатую темно-зеленую массу с пестрыми пятнами.

Под *гнейсами* понимаются метаморфические породы, по минеральному составу близкие к гранитам, то есть обогащенные полевыми шпатами и кварцем. Из цветных минералов могут присутствовать слюды, роговая обманка, пироксены, гранаты, дистен, силлиманит. Породы имеют гнейсовую, реже очковую, полосчатую или линзовидно-полосчатую текстуру, мелко- или среднезернистую структуру. Гнейсы, не содержащие калиевого полевого шпата, получили название *плагиогнейсы*.

Амфиболиты — меланократовые, зернисто-кристаллические, существенно роговообманковые или плагиоклаз-роговообманковые, иногда с гранатом, пироксеном или эпидотом породы, обладающие однородной (массивной) текстурой.

Гнейсы и сланцы, образующиеся при метаморфизме осадочных пород, называются парагнейсами и парасланцами. В результате метаморфизма магматических пород формируются ортогнейсы и ортосланцы.

Практическое решение работы

Цель работы: Научиться выделять из всего многообразия метаморфических пород их конкретные виды и типы (уметь подразделять их по группам согласно принятой классификации метаморфических пород).

Необходимые материалы и приборы: коллекция горных пород регионального метаморфизма, шкала Мооса, лупа, бинокляр, кислота HCl, магнит, линейка, атлас текстур и структур, таблицы для определения горных пород.

Ход работы:

- 1 Произвести определение горных пород регионального метаморфизма с помощью определителя, выяснить способы образования породы, уточнить ее тип.
- 2 Все записи производить в рабочей тетради.

Контрольные вопросы:

1. Условия образования регионального метаморфизма.
2. Какие породы образуются при региональном метаморфизме?
3. Что такое ортосланцы и парасланцы?
4. Как изменяются ультраосновные породы при метаморфизме?
5. Что такое кварциты, мраморы?

Практическая работа №15. ИЗУЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД КОНТАКТОВОГО И ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА

Теоретическое обоснование работы

Породы контактового метаморфизма

Контактный метаморфизм вызывается действием высокой температуры паров и растворов, связанных с внедрением магматического расплава.

Основными продуктами контактового метаморфизма являются роговики — плотные и крепкие тонкозернистые породы с гранобластовой (роговиковой) структурой и массивной, реже пятнистой текстурой. Иногда сохраняется полосчатая реликтовая текстура. При раскалывании роговики образуют обломки с раковистым изломом и режущими краями. В результате перекристаллизации песчано-глинистых и кварц-полевошпатовых пород образуются биотитовые роговики, состоящие в основном из биотита, кварца и плагиоклаза. Магматические породы основного и среднего состава преобразуются в роговообманковые (роговая обманка, плагиоклаз) или в пироксеновые (гиперстен, диопсид, плагиоклаз) роговики. Карбонатные породы превращаются в известково-силикатные роговики, содержащие гранат, пироксен, волластонит, кальцит, тремолит, плагиоклаз. Цвет роговиков определяется окраской господствующих минералов. Обычно они серые, черные или темно-зеленые.

Породы динамометаморфизма

Динамометаморфизм (катакластический метаморфизм)

развивается в зонах разрывных нарушений под воздействием одностороннего давления (стресса) в условиях невысоких температур и приводит к дроблению и перетиранию горных пород.

Под действием тектонического давления возникают тектонические брекчии и милониты.

Тектонические брекчии состоят из угловатых обломков раздробленных первичных пород самой разнообразной величины, сцементированных мелкораздробленным материалом тех же пород. Характерно отсутствие слоистости и однообразие состава обломков.

Милониты представляют собой породы, состоящие из мелкоперетертого материала первичных пород. Текстура их сланцеватая, тонкополосчатая, нередко очковая.

При ударе метеоритов о Землю возникают своеобразные ударно-метаморфические породы – *импактиты*. Они приурочены в основном к метеоритным кратерам, зонам разброса осколков и коренного (Земного) материала. Представлены эти породы чаще всего – зювитами, тагамитами, импактными брекчиями плавления и иногда тектитам (метеоритное стекло). Тектиты могут находиться от места падения метеорита на расстояниях 300-600 км, реже – 1200 км в результате большой скорости движения метеоритов в атмосфере (17-70 км/сек), значительной его массы и, соответственно, огромной высвобождающейся силы взрыва при столкновении с земной поверхностью.

Породы пневматолитового и гидротермального метаморфизма

Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм развивается при интенсивном привносе в породу новых веществ горячими водными растворами и газовыми эманациями, поднимающимися из остывающего магматического очага. При этом происходит изменение не только минерального, но и химического состава пород.

Продуктом этого типа метаморфизма являются скарны и грейзены. Скарны возникают на контакте карбонатных и интрузивных пород в результате контактово-метасоматических процессов, протекающих при воздействии постмагматических растворов.

Скарны представляют собой темные, бурые, зеленовато-бурые известково-силикатные породы, состоящие в основном из пироксена. В скарнах могут встречаться плагиоклаз, везувиан, эпидот, скаполит, а также рудные минералы — магнетит, шеллит, молибденит, касситерит

и другие, достигающие иногда значительных концентраций. Для скарнов характерны гранобластовая и пойкилобластовая структуры, пятнистая текстура. Скарны имеют важное практическое значение, так как к ним приурочены многие полезные ископаемые (медь, железо, полиметаллы, молибден, вольфрам, олово).

Грейзены возникают за счет гранитов или песчано-глинистых пород. Они состоят из кварца и светлой слюды и имеют крупнокристаллическую структуру. Структура пород лепидогранобластовая. Часто наблюдаются псевдоморфозы мусковита, кварца, турмалина и других минералов по полевым шпатам. Текстура массивная.

Метасоматоз — процесс, при котором происходит привнос одних компонентов и вынос других, что приводит к изменению химического и минерального состава пород.

В процессе метасоматоза растворение и замещение минералов осуществляется почти одновременно без существенного изменения объема породы при сохранении ее твердого состояния. Главными агентами при метасоматозе являются химически активные растворы и газы, имеющие в большинстве случаев генетическую связь с магматической и постмагматической деятельностью.

Главные отличия метаморфических пород от магматических и осадочных заключаются в их минеральном составе, структурных и текстурных особенностях.

Минеральный состав метаморфических пород

Минералы, слагающие метаморфические породы, можно разделить на следующие группы.

1. Минералы, широко распространенные как в метаморфических, так и в магматических породах (полевые шпаты, кварц, слюды, роговая обманка, большинство пироксенов, оливин, магнетит и др.).
2. Минералы, типичные для осадочных пород (кальцит, доломит).
3. Минералы, которые встречаются в магматических породах в качестве вторичных, а также слагают типичные метаморфические породы (серпентин, хлорит, актинолит, серицит, тальк и др.).
4. Специфические минералы, присутствие которых возможно только в метаморфических породах (дистен, андалузит, силлиманит, ставролит, кордиерит, некоторые гранаты, везувиан, волластонит, глаукофан и др.).

Характеристика наиболее распространенных метаморфических пород

Текстура	Структура	Минеральный состав	Строение и внешний вид	Название
Сланцеватая, иногда плейчатая	Микрочешуйчатая лепидобластовая, до скрытокристаллической	Серицит, хлорит, кварц, альбит, ± биотит	Плотные темные, зеленовато-серые или красноватые породы, со слабым шелковистым блеском	Филлиты
Сланцеватая	Лепидобластовая	Тальк	Чешуйчатая масса талька	Тальковый сланец
Сланцеватая	Лепидобластовая	Биотит, мусковит, кварц, иногда гранат	Средне- или крупнозернистые породы с большим количеством слюды; кварц заметен плохо	Двуслюдяные сланцы
Гнейсовая, полосчатая, очковая	Лепидогранобластовая, порфиробластовая	Гранат, биотит, кварц, ортоклаз, плагиоклаз, ± кордиерит, ± силлиманит	Средне- и крупнозернистые, буровато- или розовато-серые породы, часто с порфиробластами граната	Биотит-гранатовые гнейсы
Однородная, массивная	Гранобластовая, нематогранобластовая, немато-бластовая	Роговая обманка, плагиоклаз, ± гранат	Мелко- и среднезернистые породы, от темно-серого с зеленоватым оттенком до черного цвета, сложенные преимущественно роговой обманкой	Амфиболиты

Продолжение таблицы 1

Массивная	Гранобластовая	Кварц, иногда с примесью хлорита, биотита, серицита	Мелкозернистые, иногда сливные (отдельные зерна нельзя различить) белые, буровато-желтые, красноватые породы, блестящие на изломе; часто грубоплитчатая отдельность	Кварциты
Массивная	Гранобластовая	Кальцит или доломит, ± примесь диопсида, тремолита, гроссуляра	Зернисто-кристаллические, белые, светло-серые, реже темно-серые, красноватые или желто-бурые породы, изредка с неясно-полосчатой текстурой	Мраморы
Массивная	Микрогранобластовая (роговиковая)	Роговая обманка, плагиоклаз	Плотные, крепкие, темно-серые, темно-зеленые и черные породы	Роговообманковые роговики
Массивная, пятнистая	Гетеробластовая, гранобластовая	Пироксен, фанат, плагиоклаз, везувиан, эпидот, магнетит, часто присутствуют шеелит, молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.	Средне- и крупнозернистые, темно-бурые, зеленовато-бурые породы, очень разнообразные по внешнему виду	Скарны

Окончание таблицы 1

Однородная	Лепидогранобластовая	Кварц, мусковит или лепидолит, могут присутствовать турмалин, топаз, апатит, флюорит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит и др.	Светло-серые крупнозернистые породы	Грейзены
Беспорядочная	Брекчиевая	Минеральный состав соответствует составу исходных пород	Угловатые и линзовидные обломки пород сцементированы раздробленным материалом тех же пород	Тектонические брекчии
Линзовидно-полосчатая, иногда очковая	Милонитовая, порфириобластовая	Минеральный состав определяется составом исходных пород	Тонкоперетертый, плотно сцементированный или рыхлый материал, от серого до черного цвета, иногда порфириобласты полевого шпата	Милониты

Структуры и текстуры метаморфических пород.

Метаморфические породы обладают кристаллической структурой, причем особенно характерна листоватая, чешуйчатая, игольчатая и таблитчатая форма зерен. Реже они зернисто-кристаллические. Остаточные структуры первичных пород называются реликтивными. По величине зерен различают крупнокристаллическую структуру (диаметр частиц более 1 мм), среднекристаллическую (0,25 – 1 мм) и мелкокристаллическую (менее 0,25 мм).

Текстурные особенности относятся к важнейшим отличительным признакам метаморфических пород. По взаимному расположению и типам зерен выделяются следующие текстуры: 1) *сланцеватая* – с параллельным расположением чешуйчатых или таблитчатых минералов; 2) *гнейсовая* – с параллельным расположением таблитчатых минералов, при малом содержании чешуйчатых частиц; 3) *полосчатая* – с чередованием полос разной толщины различного минерального состава; 4) *волокнистая* – в породах, сложенных волокнистыми и игольчатыми минералами, вытянутыми примерно в одном направлении; 5) *очковая* – с рассеянными в породе более крупными овальными зернами или агрегатами, обычно выделяющимися по цвету; 6) *плойчатая* – в случае присутствия в породе очень мелких складок; 7) *беспорядочная* – с неориентированным расположением зерен, обычно округло-неправильной формы; 8) *массивная* – с прочным сложением породы при плотном, связном соединении минеральных зерен. Текстура породы может быть при этом также полосчатая, беспорядочная или гнейсовая.

Практическое решение работы

Цель работы: Научиться выделять из всего многообразия метаморфических пород их конкретные виды и типы (уметь подразделять их по группам согласно принятой классификации метаморфических пород).

Необходимые материалы и приборы: коллекция горных пород контактового и динамометаморфизма, шкала Мооса, лупа, бинокляр, кислота HCl, магнит, линейка, атлас текстур и структур, таблицы для определения горных пород.

Ход работы:

1. Произвести определение горных пород контактового и динамометаморфизма с помощью определителя, выяснить способы образования породы, уточнить ее тип.

2. Все записи производить в рабочей тетради.

Контрольные вопросы:

1. В каких условиях образуются породы контактового метаморфизма?
2. Какие породы возникают при пневматолитовом и гидротермальном метаморфизме?
3. Что характерно для пород контактового метаморфизма?
4. Что такое тектоническая брекчия?
5. Что такое скарны и их главные породообразующие минералы?

Практическая работа № 16. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА, ИХ ТИПЫ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ.

Теоретическое обоснование работы

Геологическая карта отражает строение земной поверхности и примыкающей к ней верхней части земной коры. Она позволяет понять не только геологическое устройство поверхности Земли, но и составить представление об истории геологического развития и основных закономерностях распространения в земной коре полезных ископаемых.

Геологическая карта строится на топографической основе, с которой удаляются условные знаки, не имеющие значения для понимания строения рельефа. *Геологическая* карта представляет собой изображение с помощью условных знаков состава, возраста и условий залегания обнаженных на земной поверхности горных пород.

Четвертичные континентальные образования изображаются на особых картах, которые относятся к специальным геологическим и называются картами четвертичных отложений. Коренные породы на таких картах обычно не подразделены.

Масштабы геологических карт весьма различны. Различают *обзорные* геологические карты, имеющие масштабы от 1:1000000 и мельче (например, геологическая карта России масштаба 1:2500 000 и 1:5000 000 и др.). Следующая группа карт охватывает *региональные*

геологические карты, изображающие строение какой-либо определенной геологической области, т. е. области со сходными чертами геологического строения и развития (например, геологическая карта Урала, Кавказа и др.). Масштабы этих карт меняются от 1:1500 000 до 1:200000. Третью группу образуют *детальные* геологические карты, имеющие масштабы от 1:200000 до 1: 50000. К последней группе относят *крупномасштабные* геологические карты, которые составляют для районов распространения тех или иных полезных ископаемых (например, угля, нефти, железа и др.), а также для небольших районов, охватывающих какое-либо одно месторождение или его часть. Масштабы этих карт от 1:25000 вплоть до самых крупных.

Условные обозначения на геологических картах

Для указания состава, времени формирования и условий залегания горных пород на геологических картах применяются особые условные знаки, которые могут быть цветовыми, буквенными, цифровыми или иметь вид различных штрихов.

Условные знаки разрабатывались на протяжении длительного времени и отражают проделанную работу как отечественных, так и зарубежных геологов. Основные из этих знаков приняты в большинстве стран мира.

Цветовые обозначения применяются для обозначения возраста осадочных и вулканических пород, а также состава интрузивных и четвертичных вулканических пород.

Каждая система обозначается определенным цветом и буквенным индексом. Более дробные подразделения (отдел, ярус) закрашивают цветом соответствующей системы. При этом более древние подразделения имеют темный тон соответствующего цвета, а более молодые — светлый тон того же цвета. Например, отложения нижнего отдела меловой системы закрашиваются зеленым цветом, а верхнего отдела меловой системы — более светлым тоном того же зеленого цвета. Интенсивность раскраски древних подразделений подбирают так, чтобы на карте легко читалась и просвечивалась топографическая основа.

Буквенными и цифровыми обозначениями (индексами) указывается возраст, а для интрузивных и молодых вулканических пород и состав.

В составлении индекса существуют определенные правила. Вначале ставится латинизированное название системы в виде одной заглавной или заглавной и строчной букв (первых букв слова): например, девонская система — D, каменноугольная система — C. Отдел обозначается арабской цифрой, помещенной справа внизу у индекса системы: например, нижний отдел пермской системы — P₁. Далее следует индекс яруса, обозначенный арабской цифрой или составленный из одной или двух начальных строчных букв латинизированного названия яруса; части яруса (подъярус) указываются арабскими цифрами.

Для обозначения генезиса осадочных горных пород применяются строчные латинские буквы: *m* — морские, *c* — континентальные, *gl* — ледниковые, *fgl* — флювиогляциальные, *al* — аллювиальные и т. д. Ставятся эти буквы перед обозначением системы: например, *alQIV* — аллювиальные современные отложения.

Для указания возраста магматических пород рядом с индексом породы ставится индекс, указывающий возраст, например: γC_3 — верхнекаменноугольные граниты.

Таким же образом индексируются и кайнозойские вулканические породы, например: βN_2 — базальты верхне неогенового возраста.

Штриховые обозначения применяются обычно на геологических картах, выполненных каким-либо одним цветом, например черным. Наиболее употребительные штриховые знаки приведены на рис. 1.

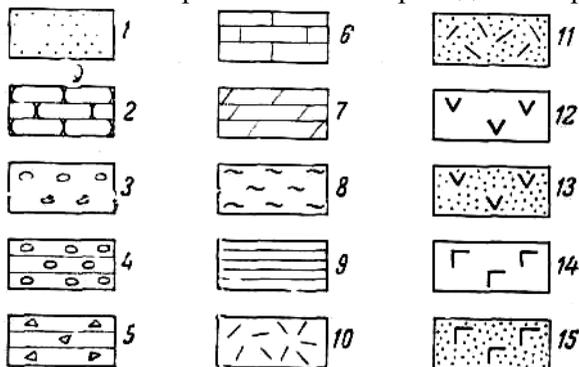


Рис. 1. Штриховые условные знаки:

1—пески, 2—песчаники, 3—галечники, 4—конгломераты, 5—брекчии, 6—известняки, 7—мергели, 8—глины, 9—глинистые сланцы, 10—лавы

кислого состава, 11–туфы кислого состава, 12–лавы среднего состава, 13–туфы среднего состава, 14– лавы основного состава, 15–туфы основного состава.

Мощность слоя

Слоем называется более или менее однородный, первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный поверхностями наслоения. Помимо термина «слой», в практике часто употребляется термин «пласт», обозначающий в сущности то же, что и слой. Однако термин пласт применяется чаще по отношению к полезным ископаемым, например: углю, известняку, гематиту и т. д. Однородность слоев может быть выражена в составе, окраске, текстурных признаках, присутствии одинаковых включений или окаменелостей.

Когда говорят о слоистых толщах, подразумевают чередование слоев. Переход от одного слоя к другому может быть резким или постепенным. В последнем случае переход слоя к прилегающему происходит при постепенном изменении состава осадка или породы.

Поверхности, разграничивающие слои или пласты, обычно бывают неровными. Они носят название *поверхностей наслоения*. Верхняя из них называется *кровлей* слоя, а нижняя – *подошвой*.

Несогласия

Возможны два случая соотношения слоистых толщ. В первом из них каждая вышележащая толща или комплекс слоев, составляющий единый стратиграфический горизонт, без каких-либо следов перерыва в накоплении осадков налегает на подстилающие породы. Такие взаимоотношения, отражающие непрерывность процесса накопления осадков, характеризуют *согласное залегание*. Во втором случае между вышележащей и подстилающей ее толщами стратиграфическая последовательность прерывается. Такие взаимоотношения являются результатом перерыва в осадкообразовании и называются *стратиграфическими несогласиями*. Перерыв в осадконакоплении может быть различным: и очень длительным, и очень небольшим. Выпадение тех или иных пород из разреза обычно связывается с прекращением осадкообразования, вызываемого положительными вертикальными движениями земной коры. Под их воздействием происходит смена режима, благоприятного для накопления осадков, условиями, при которых наступает разрушение и размыв ранее образовавшихся пород или просто не образуются осадки.

Стратиграфические несогласия по ряду признаков могут быть разделены на несколько различных видов. Особенно важны *угловые несогласия*, выражающиеся в том, что поверхность несогласия, разделяющая несогласно залегающие толщи, срезает под углом различные горизонты относительно более древней толщи. Поверхность несогласия располагается более или менее параллельно границам между слоями верхней молодой толщи. Этот признак является одним из наиболее важных для установления углового несогласия при изучении соотношений как в вертикальных разрезах, так и выходов слоев на поверхности земли, а также при чтении геологических карт.

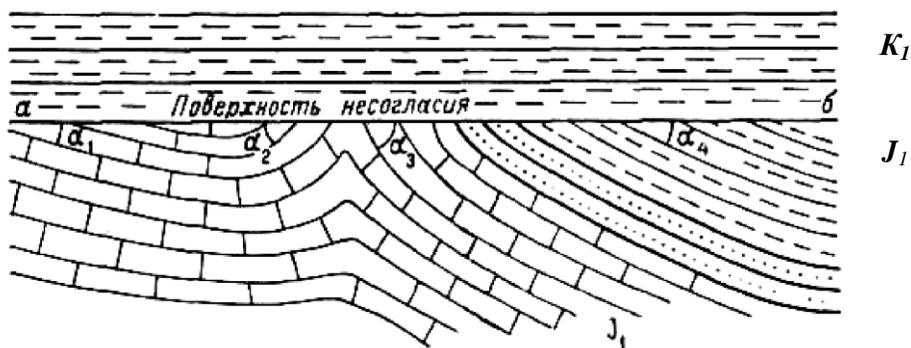


Рис. 2. Изменение величины углового несогласия в различных частях складки α_1 , α_2 , α_3 , α_4 — углы несогласия; а б — поверхность несогласия.

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить условные обозначения, номенклатуру, легенду на геологических картах. Применяя их и геохронологическую шкалу (индексы), научиться читать геологическую карту и выделять генетические типы отложений горных пород.

Необходимые материалы и приборы: геохронологическая шкала, геологические карты (петрографическая, литологическая, геоморфологическая, гидрологическая), разрезы, колонки, горный компас, масштабная линейка, транспортир, треугольник, калька, миллиметровая бумага, рабочая тетрадь, цветные карандаши, ручка.

Ход работы:

1. По геологической и геоморфологической карте проследить последовательность образования и площадного распространения горизонтов, слоев и комплексов (что первично, что вторично), установить закономерности, тем самым освоив стратиграфический метод.
2. Научиться определять по геологической карте относительный возраст слоев, применяя петрографический и палеонтологический методы.
3. Вся полученную информацию записать в рабочую тетрадь.

Контрольные вопросы:

1. Характеристика геологической карты.
2. Какие бывают условные обозначения на геологических картах?
3. Что называются слоем, что такое кровля и подошва слоя?
4. Какие типы несогласия вы знаете?

Практическая работа № 17. СОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОЛОНОК

Теоретическое обоснование работы

Детальные и крупномасштабные геологические карты обычно сопровождаются стратиграфической колонкой и разрезами. На *стратиграфической колонке* условной штриховкой показываются осадочные, вулканические и метаморфические породы, развитые на территории, изображенной на карте. Интрузивные породы на колонке не изображаются. Породы на колонке расчленяются в соответствии с выделяемыми на карте стратиграфическими подразделениями. Слева от колонки указываются: возраст пород (система, отдел, ярус, свита и т. п.) и индекс; справа — мощность, состав пород и встреченные в слоях окаменелости. Масштабы для построения колонок в зависимости от мощности пород могут быть различными. Общая их высота не должна превышать 40—50 см, обычная ширина колонок 2—4 см. При

колебаниях мощности в колонке приводится среднее ее значение, и цифрами указываются крайние пределы.

Согласные границы на колонке изображаются прямыми линиями, несогласные — волнистыми.

Геологические разрезы представляют собой изображение залегания пород на мысленно проведенной плоскости вертикального сечения коры, от ее поверхности на ту или иную глубину. Они могут составляться по геологической карте, данным буровых скважин, геофизическим или каким-либо иным материалам.

На геологической карте разрезы составляются по прямым линиям в направлениях, которые дают наиболее полное представление о залегании пород, слагающих изображенную на карте территорию. При необходимости разрезы могут составляться и по ломаной линии. При наличии опорных скважин разрезы следует проводить через них. Вертикальный и горизонтальный масштабы разрезов в большинстве случаев должны соответствовать масштабу карты. На концах разреза ставятся буквы или знаки (например, римские цифры). Такие же буквы или знаки указываются у концов линии разреза на карте.

Если разрез строится по ломаной линии, на ее изгибах также указываются буквы или знаки. Для каждого листа геологической карты обычно составляется 1—3 разреза. Все геологические границы на разрезах (согласные, несогласные и др.) указываются одним знаком в виде сплошных линий. Глубина разреза обуславливается теми данными, которыми располагает геолог. Слева на чертеже разреза располагают З, СЗ, ЮЗ и Ю, а справа — В, СВ, ЮВ и С.

Разрезы составляются, раскрашиваются и индексируются в полном соответствии с геологической картой. Для каждого листа геологической карты обычно даётся 1-3 разреза.

Геологические разрезы помещаются внизу, у южной рамки карты. Начальные буквы на концах линий разреза ставятся в западной половине карты, а на разрезах меридионального направления — у южного конца линии. У разрезов указываются горизонтальный и вертикальный масштабы. Горизонтальный масштаб разрезов должен соответствовать масштабу карты. Увеличение вертикального масштаба допустимо только для районов с пологим или горизонтальным залеганием пород. А на линиях, ограничивающих разрезы с боков, приводится вертикальный графический масштаб. Все стратиграфические комплексы и интрузивные породы на разрезах должны

на середине листа так, чтобы северная рамка карты находилось в верхней его части. Над северной рамкой карты помещается заголовок, в котором указывают название карты, район и числовой масштаб. Год составления карты располагают над северной рамкой слева. Автор-составитель карты – указывается слева под рамкой карты. В середине под рамкой карты указываются числовой и линейный горизонтальный масштабы и сечение горизонталей (см. рис.3). Справа от восточной рамки карты помещаются условные обозначения, а слева от западной рамки - стратиграфическая колонка. Геологические разрезы помещаются внизу под южной рамкой карты. Условные обозначения составляют в следующем порядке. Вначале указываются в стратиграфической последовательности (от молодых к древним) осадочные, вулканогенные и метаморфические породы; далее в той же возрастной последовательности размещаются условные знаки для интрузивных и жильных образований; ниже следуют все прочие условные обозначения (геологические границы, элементы залегания слоёв и пр.).

Практическое решение работы

Цель работы: Изучить условные обозначения, номенклатуру, легенду на геологических картах. Применяя их и геохронологическую шкалу (индексы), научиться читать геологическую карту и составлять геологические разрезы и стратиграфическую колонку отложений горных пород.

Необходимые материалы и приборы: геохронологическая шкала, геологические карты (петрографическая, литологическая, геоморфологическая, гидрологическая), разрезы, колонки, горный компас, масштабная линейка, транспортир, треугольник, калька, миллиметровая бумага, рабочая тетрадь, цветные карандаши, ручка.

Ход работы:

1. По геологической и геоморфологической карте проследить последовательность образования и площадного распространения горизонтов, слоев и комплексов (что первично, что вторично), установить закономерности, тем самым освоив стратиграфический метод.

2. Научиться определять по геологической карте относительный возраст слоев, применяя петрографический и палеонтологический методы.
3. Научиться строить геологические разрезы по заданным линиям и составлять стратиграфическую колонку.
4. Всю полученную информацию записать в рабочую тетрадь.

Контрольные вопросы:

1. Что такое геологический разрез?
2. Что такое стратиграфическая колонка, как рисуются несогласия и какие они бывают?
3. Как оформляется геологический разрез?
4. Как на стратиграфической колонке изображаются горные породы?
5. По каким направлениям строятся геологические разрезы?

Практическая работа № 18. ГОРНЫЙ КОМПАС. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Теоретическое обоснование работы

Элементы залегания слоя

Для точной характеристики геологической структуры необходимо иметь представление о залегании слоев, то есть о положении их в пространстве относительно стран света и поверхности Земли. Для решения этой задачи существует понятие об элементах залегания слоя (или любой наклонной плоскости — сброса, надвига, стенки трещин, жил, поверхности интрузивного тела и т. д.), которыми являются простирание, падение и угол падения.

Простирание — это протяженность слоя на горизонтальной поверхности Земли. Оно определяется ориентировкой линии простирания.

Линия простирания слоя — любая горизонтальная линия, лежащая в плоскости наслоения, то есть линия пересечения подошвы или кровли слоя с горизонтальной плоскостью. Таких линий в плоскости слоя можно провести множество; отличаются они

абсолютными высотными отметками (рис. 1 (линии ab , ap_2 a_2b_2)).

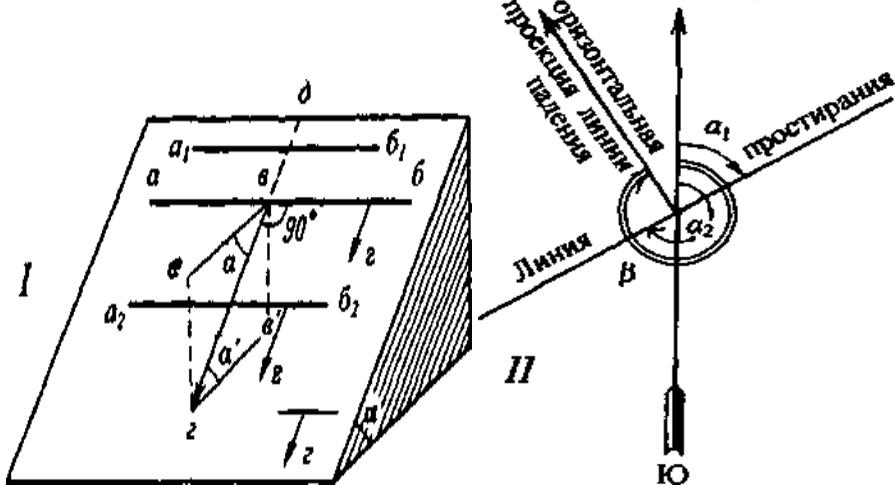


Рис.1. Элементы залегания слоя (I) и их соотношение в плане (II)

В тех случаях, когда слой плоский, линия простирания представляет собой прямую линию. Если слой изгибается по простиранию, то соответственно будет изгибаться и линия простирания. В этом случае простирание в каждой точке может быть измерено по касательной к этой точке.

Азимут линии простирания (или просто азимут простирания) — это горизонтальный угол, отсчитываемый от северного направления географического меридиана по ходу часовой стрелки до линии простирания. Азимут простирания может меняться от 0 до 360° . Так как любая линия простирания имеет два взаимно противоположных направления, то и азимут простирания может быть выражен двумя значениями, отличающимися на 180° (см. рис. 1 (II, a_1 и a_2)).

Падение слоя определяется двумя показателями: направлением падения и углом падения. Направление падения слоя (или любой плоскости) характеризуется ориентировкой его линии падения по отношению к странам света и определяется азимутом линии падения.

Линия падения слоя (см. рис. 1 (I, линия ab)) — это линия наибольшего наклона подошвы или кровли слоя. Она перпендикулярна к линии простирания, лежит на плоскости наложения и направлена в сторону ее наклона. Из определения следует, что в плоскости

однообразно падающего слоя можно провести произвольное число линий простирания и падения, но все линии простирания будут параллельны между собой; параллельны между собой и все линии падения.

Другая линия, лежащая в плоскости наложения и перпендикулярная к линии простирания, но направленная вверх, в сторону, обратную линии падения, называется *линией восстания слоя* (см. рис. 1 (линия *vd*)).

Азимут линии падения (или просто азимут падения) — это правый векториальный горизонтальный угол, отсчитываемый от северного направления географического меридиана до проекции линии падения на горизонтальную плоскость (см. рис. 1 (*II*, угол β)). Азимут падения может меняться в зависимости от положения слоя в пределах от 0 до 360°. Он имеет, в отличие от азимута простирания, только одно значение.

Так как линии простирания и падения взаимно перпендикулярны, то азимуты их отличаются на 90°. Следовательно, определив азимут падения, можно вычислить азимут простирания, вычитая или прибавляя 90 к значению азимута падения. Обратную операцию — получить азимут падения, зная азимут простирания, — проделать нельзя. Если при выяснении простирания безразлично, по какому концу линии мы будем его ориентировать, то есть разница в азимуте на 180° не изменяет положения в пространстве линии простирания, то о направлении падения этого сказать нельзя. Ошибиться на 180° здесь недопустимо, так как это будет направление, обратное падению слоя.

Для полной характеристики залегания слоя необходимо установить также угол его наклона по отношению к горизонтальной поверхности, то есть угол падения.

Угол падения — это двугранный угол между плоскостью наложения и горизонтальной плоскостью или вертикальный линейный угол между линией падения (*vg*) и ее проекцией (*de*) на горизонтальную плоскость (рис. 1 (*I*, углы α и α')). Угол падения может изменяться от 0 до 90°. При опрокинутом залегании слоев угол падения также составляется линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость и не может превышать 90°.

При геологической съемке элементы залегания слоя измеряются горным компасом (рис. 2).

При производстве замера азимута компас направляют северной стороной на визируемый предмет, совмещая длинную сторону пластинки компаса (его линию СЮ) с направлением измеряемой линии и непосредственно берут на лимбе отсчет по северному концу магнитной стрелки компаса.

Горный компас монтируется на прямоугольной пластинке (1), имеющей длину 9-11 см и ширину 7-8 см. Он состоит из магнитной стрелки (5) и большого лимба (круга), разделенного на 360° (2), необходимых для замеров азимутов, а также из клинометра (3) и полулимба (8) для замеров угла падения слоя. Градуировка большого лимба произведена против часовой стрелки.

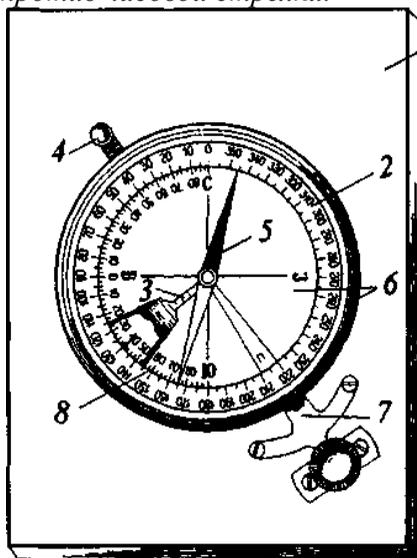


Рис. 2. Горный компас:

- 1 — пластинка; 2 — лимб; 3 — клинометр; 4 - винт, закрепляющий клинометр; 5 — стрелка; 6 — стекло, укрепленное кольцевой пружиной; 7 — арретир; 8 — полулимб.

Компас устанавливается таким образом, чтобы линия, соединяющая север и юг, была параллельна длинной стороне его пластинки. В центре лимба в пластинку ввертывается игла, на которую насажена магнитная стрелка. Чтобы стрелка могла свободно вращаться, в нее вмонтирована втулка из твердого минерала (агата или рубина) в медной оправе; в эту втулку упирается игла. Хорошо намагниченная и

правильно отрегулированная стрелка быстро успокаивается и принимает горизонтальное неподвижное положение, обращаясь северным концом к северному магнитному полюсу. Северный конец стрелки покрыт черной, синей или белой краской, южный конец — только красной или не закрашивается. Под стрелкой на иглу надевается просторное кольцо, укрепленное на конце рычага — арретира (7), которым можно поднимать магнитную стрелку с иглы и закреплять ее в «нерабочем» положении, прижимая к стеклу компаса для того, чтобы конец иглы не изнашивался.

Шкала полулимба градуируется на пластинке компаса и представляет собой половину окружности, на которой нанесены деления от 0° в обе стороны до 90° , то есть соответственно возможному изменению углов падения слоя.

Начало счета делений (0°) расположено против середины короткой стороны пластинки компаса, а концы (90°) — против С и Ю большого лимба. Для отсчетов углов падения служит клинометр (отвес), надетый на иглу под кольцом, поддерживающим стрелку компаса. В расширенной части отвеса прорезано окошечко, в нижнем краю которого выступает короткий заостренный зубец, расположенный по оси отвеса.

При вертикальном положении пластинки компаса и совмещении его длинной стороны с горизонтальной линией зубец отвеса укажет 0° ; при вертикальном направлении длинной стороны компаса — 90° . Точность замера угла падения компасом, снабженным обыкновенным клинометром, колеблется от 1 до 3° . Закрепление отвеса производится рычажком (рис.4). Коробка лимба покрывается стеклом, укрепленным кольцевой пружиной (6).

Градуировка большого лимба против часовой стрелки и соответственная перестановка стран света сделаны для ускорения и упрощения производства замеров азимутов. Любое заданное направление обычным компасом определяется при совмещении севера лимба с северным концом магнитной стрелки. Горный же компас дает возможность непосредственно установить направление линии, с которой при измерениях совмещается длинная сторона компаса. Таким образом, здесь с линией С-Ю компаса совмещается не меридиан, а любая другая линия, азимут которой требуется определить.

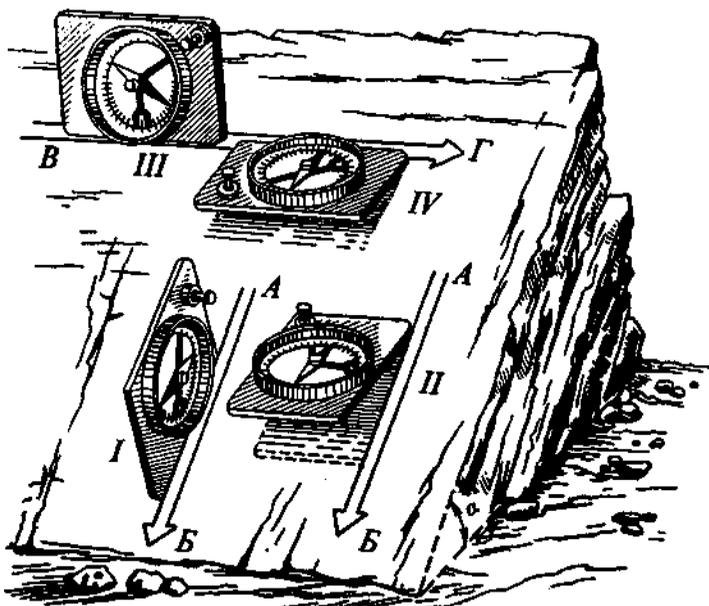


Рис. 3. Замеры элементов залегания пород горным компасом: *I* — определение угла падения; *II* — определение азимута падения; *III* — нахождение линии простирания; *IV* — определение азимута простирания

Допустим, что направление линии, которую мы должны определить, СЗ 300° . Измеряя азимут обыкновенным компасом, совмещаем С лимба с северным концом стрелки (рис. 3.1). Визируя на заданный предмет, видим, что определяемая линия проходит через деление СЗ 300° . Если же при замерах азимута этой линии совместить с ней длинную сторону компаса (деления нанесены на лимбе по ходу часовой стрелки), то северный конец стрелки покажет отсчет СВ $60'$ (рис. 3.2), что не соответствует действительному азимуту. Истинное направление линии в этом случае надо вычислять. Приложим к линии того же направления длинную сторону горного компаса, лимб которого градуирован против часовой стрелки (рис. 3.2). В этом случае северный конец стрелки непосредственно покажет отсчет СЗ $300'$, что точно соответствует заданному условию.

Из этого примера следует основное правило пользования горным компасом: при производстве замера азимута направляют компас северной стороной на визируемый предмет, совмещая длинную сторону пла-

стинки компаса (то есть его линию С~Ю) с направлением измеряемой линии, и непосредственно берут на лимбе отсчет по северному концу магнитной стрелки компаса.

Таким образом, горный компас отличается от обыкновенного компаса следующими тремя особенностями:

- деления на большом (круглом) лимбе нанесены против часовой стрелки, и в обратном порядке обозначены восток и запад; то есть справа от севера — запад, а слева — восток. Это сделано для того, чтобы сразу по показанию северного конца магнитной стрелки прочесть азимут измеряемого направления;
- для замера угла падения слоя имеются клинометр (отвес) и полулимб с делениями от 0° до 90° в обе стороны;
- основание горного компаса имеет прямоугольную форму, длинная сторона которой параллельна воображаемой линии, соединяющей на лимбе С-Ю ($0^\circ\sim 180^\circ$).

Замеры элементов залегания слоя

Для замера элементов залегания слоя горным компасом необходимо прежде всего выбрать наиболее ровную площадку, совпадающую со слоистостью. Определить элементы залегания можно двумя способами.

Первый способ применяют обычно при замерах элементов залегания крутопадающего слоя. Вначале определяют положение линии падения и значение угла падения. Для этого на выбранной расчищенной плоскости слоя устанавливают горный компас вертикально, длинной стороной его на ребро, отвесом вниз. Вертикальное положение определяется по свободному качанию отвеса. Магнитная стрелка должна быть при этом закреплена. Удерживая компас в таком положении, вращают его по поверхности слоя. Наблюдая при вращении за показанием отвеса, замечают на полулимбе по клинометру наибольший отсчет. Это и будет истинный угол падения слоя.

В направлении длинной стороны компаса прочерчивают или мысленно проводят на плоскости слоя прямую, которая покажет направление линии падения.

Для определения азимута падения компас поворачивают, не отрывая от линии, до совмещения основания его с плоскостью слоя.

Короткая сторона компаса в этот момент покажет направление линии простираия.

Вращая компас вокруг этой линии, приводят его в горизонтальное положение. Необходимо при замере азимута падения держать компас так, чтобы север лимба (северная сторона компаса) был направлен в сторону падения слоя. Затем отпускают магнитную стрелку и по северному концу ее на лимбе компаса считывают значение азимута падения.

Поскольку азимут простираия будет отличаться от азимута падения на 90° , то его можно не измерять компасом, а вычислить, прибавив к величине азимута падения или отняв от нее 90° .

Второй способ замера элементов залегания дает хорошие результаты *при пологом залегании слоя*. В этом случае сначала определяют не линию падения, а линию простираия слоя.

Горный компас в вертикальном положении длинной стороной ставят на поверхность слоя и, поворачивая вокруг точки, находят такое его положение, при котором отвес показывает нуль на полулимбе. Необходимо следить за тем, чтобы компас оставался в строго вертикальном положении и чтобы длинная сторона его совпадала с плоскостью слоя. В этом случае длинная сторона компаса совпадает с линией простираия измеряемой плоскости слоя. В направлении простираия прочерчивают линию вдоль длинной стороны компаса.

Для нахождения линии падения кладут компас основанием на поверхность слоя, совмещая короткую сторону его с линией простираия; с длинной стороной компаса в этот момент совпадает линия падения.

Для определения угла падения горный компас снова приводят в вертикальное положение и прикладывают длинной стороной к найденной линии падения. Значение угла падения берется по отвесу компаса.

Замеры и запись элементов залегания опрокинутых слоев производятся так же, как и нормально залегающих, только к записи добавляют, что залегание опрокинутое.

Точное определение элементов залегания достигается многократными измерениями.

Для определения элементов залегания вертикально падающих слоев, даек, жил, плоскостей разрыва, трещин кливажа необходимо измерять азимут простираия.

С этой целью компас в горизонтальном положении прикладывают длинной стороной к плоскости слоя, жилы и т. п. При этом концы стрелки покажут отсчет азимутов простирания слоя.

Замеренные горным компасом азимуты являются магнитными и часто значительно отличаются от истинных в силу несовпадения магнитного и географического меридианов. Для получения истинного азимута вводится поправка на магнитное склонение, т.е. на угол между направлением магнитного меридиана и географического. Для каждой части земного шара величина магнитного склонения периодически вычисляется, публикуется в специальных таблицах и указывается на детальных картах. Склонение магнитной стрелки бывает восточным и западным, а величина его колеблется от незначительных долей градуса до $10-13^\circ$ и более.

Для нанесения элементов залегания слоя на геологическую карту при помощи горного компаса необходимо, прежде всего сориентировать карту по странам света, т.е. совместить северный край карты с северным концом магнитной стрелки и севером лимба компаса, затем, оставляя карту неподвижной, вращают компас длинной стороной около точки выхода слоя так, чтобы северный конец стрелки показывал замеренный азимут падения.

При нанесении элементов залегания на карту при помощи компаса, а не транспортира, следует иметь в виду, что лимб компаса должен быть повернут на соответствующую величину склонения в градусах, иначе на карту будут наноситься данные не истинные, а без поправок на магнитное склонение.

Практическое решение работы

Тема: Горный компас. Определение элементов залегания горных пород.

Цель работы: Научиться правильно применять горный компас для измерения элементов залегания слоев.

Необходимые материалы и приборы: горный компас, обычный компас, геологическая карта и разрез масштаба 1:10 000 и 1:5 000, линейка, транспортир, ручка, карандаш.

Ход работы:

1. Определить (с помощью методического руководства) линию и азимут простирания слоя (записать показания стрелки на лимбе и

градусы угла наклона клинометра).

2. Определить линию и азимут падения слоя (записать показания стрелки на лимбе и градусы угла наклона клинометра – используя арретир).

3. Произвести контрольные замеры элементов залегания слоев (крутопадающего слоя и пологозалегающего).

4. Записать все показания в рабочую тетрадь.

Контрольные вопросы:

1. Расскажите о строении горного компаса?
2. Как измеряются элементы залегания крутопадающего слоя?
3. Как измеряются элементы залегания пологопадающего слоя?
4. Как наносятся элементы залегания на карту?
5. Что такое азимут простирания и азимут падения?

ГЛОССАРИЙ

Геологические термины

Бровка - верхний край крутого обрыва (уступа) террасы, рва, насыпи, оврага и других эрозионных форм рельефа.

Взброс - разрывное нарушение, при котором одна часть толщи пород поднимается относительно другой.

Внутренняя морена – морена, располагающаяся в толще ледника.

Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения - отложения талых ледниковых вод.

Водораздел - пространства, разделяющие речные системы.

Водосборный бассейн - площадь, с которой поверхностные воды стекают в данную реку, озеро, море.

Возраст геологический абсолютный - время, прошедшее от какого-либо геологического события до современной эпохи, исчисляемое млн. и тыс. лет.

Возраст геологический относительный - время какого-либо события в истории Земли по отношению ко времени другого геологического события. Устанавливается по организмам (фауны и флоры), находимым в горных породах (палеонтологический метод) и по взаиморасположению пород (стратиграфический метод).

Вулканизм - геологический процесс, обусловленный деятельностью магмы в глубоких горизонтах Земли.

Выветривание – процесс разрушения твердых горных пород под влиянием физических, химических и биохимических факторов.

Геологический разрез (профиль) - графическое изображение на вертикальной плоскости условий залегания горных пород - соотношение пород различного возраста и состава.

Геология - наука о строении, происхождении и развитии Земли, основанная на изучении горных пород и геологических процессов.

Геосинклиналь - одна из главных тектонических элементов земной коры представляет собой подвижную зону земной коры, где интенсивно проявляются различные геологические процессы (вулканизм, землетрясения, горообразование, метаморфизм)

Геотермическая ступень - расстояние по вертикали в земной коре (ниже зоны постоянной температуры), на котором температура

повышается на 1°C. Среднее значение геотермической ступени на Земле 33 м.

Геотермический градиент - повышение температуры на каждые 100м углубления от зоны постоянной температуры. В разных местах и на разных глубинах геотермический градиент имеет неодинаковую величину.

Гидросфера – прерывистая водная оболочка земного шара, расположенная на поверхности и в толще земной коры и представляющая совокупность океанов, морей и водных объектов суши.

Горные ледники - ледники, развитые в области расчлененного рельефа и представляющие собой обособленные, реже соединяющиеся ледяные тела.

Горообразование - совокупность тектонических и денудационных процессов, приводящих к образованию гор.

Горст - участок земной коры, приподнятый по системе взбросов.

Грабен - опущенный участок земной коры между тектоническими трещинами. На поверхности земли крупные грабены представлены впадинами, иногда занятыми озерами (оз. Байкал), морями (Красное море).

Делювий - скопление на склонах и у подошвы возвышенностей продуктов выветривания, перенесенных сверху вниз путем смывания дождевыми и талыми снеговыми водами.

Денудация - процессы разрушения горных пород на поверхности земли и переноса продуктов разрушения в пониженные участки, где происходят их накопление и образование толщ осадочных пород.

Депрессия - понижение земной поверхности независимо от его формы и происхождения.

Диagenез - процесс превращения осадка в горную породу.

Динамометаморфизм - изменение горных пород при сравнительно низкой температуре под влиянием высокого давления, возникающего при складкообразовательных процессах, без участия магмы.

Дислокация - нарушение первоначальных условий залегания пород, вызванное тектоническими процессами.

Долина - вытянутое незамкнутое понижение с уклоном в одну сторону, часто с обнаженными склонами различной крутизны, нередко осложненными террасами, оползнями, промоинами.

Залегание пород - пространственное положение пород в земной коре, а также положение их по отношению к подстилающим и вмещающим породам и к первоначальному залеганию.

Землетрясение - сотрясение земной коры, вызываемое преимущественно действием внутренних сил земли. Различают землетрясения тектонические, вулканические и провальные или обвальные.

Земная кора (литосфера) - твердая внешняя оболочка Земли средней мощностью 30-70км. Состоит из двух слоев: верхнего - гранитного и нижнего – базальтового. Внешние слои земной коры сложены осадочными породами мощностью до 4км, а в отдельных областях достигают до 10-20 км.

Зона выветривания - верхняя часть земной коры, в которой протекают процессы выветривания. Мощность зоны выветривания обычно измеряется первыми десятками метров, но иногда достигает 100 и 200 метров.

Лава - излившаяся на поверхность земли магма.

Лавина - масса снега, падающая или соскальзывающая с крутых склонов.

Литосфера - то же, что земная кора.

Магма - вязкий расплав сложного силикатного состава, обогащенный парами воды и различными газами, образующийся в глубинных зонах земли.

Материковый ледник (лед) - мощный покров льда на обширных участках материков.

Материнская порода - всякая горная порода, являющаяся исходной по отношению к связанным с ней другими породами.

Меандры (излучины) - изгибы, образованные рекой.

Месторождение - естественное скопление полезного ископаемого в земной коре, разработка которого представляет практический интерес.

Монолит - образец горной породы определенной формы и размера, отобранный без нарушения структуры.

Морские отложения - осадки, накопления которых происходят в океанах и морях.

Надвиги - разрывные нарушения, сопровождающиеся надвиганием одной массы горных пород на другую по поверхности разрыва (надвига).

Окаменелости - организмы или чаще их части, подвергающиеся полной минерализации и сохранившиеся в ископаемом состоянии (раковины, кости, водоросли, листья).

Осадки - в геологии, рыхлые образования, отложившиеся в водной среде в результате физических, химических и биологических процессов.

Первичное залегание - залегание горных пород, которое они приобретают в процессе образования. Первичное залегание осадочных пород чаще всего горизонтальное, но может быть и наклонное.

Пласт - геологическое тело, сложенное однородной по составу осадочной породой, ограниченное двумя параллельными поверхностями напластования и простирающееся на значительное расстояние.

Платформа - жесткий, малоподвижный участок земной коры.

Проловий - комплекс рыхлых образований, накапливающихся у подножия гор в результате смыывания временными потоками обломочного материала со склонов.

Разлом - в тектонике, крупное разрывное нарушение земной коры, распространяющееся на большую глубину и имеющее значительную длину и ширину.

Слоистость - первичная, повторяющаяся в разрезе неоднородность осадка по составу, крупности зерна, окраске, расположению частиц и другим особенностям.

Слой - часть толщи или пласта, отличающаяся петрографическим, гранулометрическим и литологическим составом. Иногда этот термин употребляется как синоним термина пласт, если последний не обладает слоистостью.

Стратиграфия - раздел геологии, занимающийся изучением последовательности залегания и взаимоотношения слоев и толщ пород различного происхождения и установлением их относительного и абсолютного возраста.

Тектоника - раздел геологии, изучающий движение земной коры, формы залегания горных пород (тектонические структуры), создаваемые этими движениями и историю их развития.

Элювий - рыхлые продукты выветривания горных пород, остающиеся на месте своего образования над материнской породой. Отличается отсутствием слоистости и сортировки.

Эоловая деятельность - деятельность ветра, выражающаяся в разрушении горных пород и переносе разрушенного материала.

Эпицентр землетрясения - участок на земной поверхности, представляющий собой проекцию гипоцентра на дневную поверхность.

Литература

1. Соколовский А.К. и др. Общая геология.- М.: КДУ, 2006г.
2. Павлинов В.Н., Кизельватер Д.С., Лин Н.Г. Основы геологии. М.: Недра, 1991.
3. Мельничук В.С., Арабаджи М.С. Общая геология. – М.: Недра, 1989.
4. Ершов В.В., Новиков А. А., и др. Основы геологии.- М.: Недра, 1986.
5. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. М.: МГУ, 1997.
6. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов/Под ред. С.В. Ефремовой.- М.: Недра, 1997.
7. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. -М.: Недра, 1988.
8. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. - М.: Изд. МГУ, 1988.
9. [www. geologiya.ru](http://www.geologiya.ru)

СОДЕРЖАНИЕ

Практическая работа № 1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ	4
Практическая работа № 2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ.....	12
Практическая работа № 3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ.....	15
Практическая работа № 4. КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ.....	20
Практическая работа № 5. ИЗУЧЕНИЕ САМОРОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, СУЛЬФИДОВ, ГАЛОИДОВ, ОКИСЛОВ И СУЛЬФАТОВ...	25
Практическая работа № 6. ИЗУЧЕНИЕ КАРБОНАТОВ, СИЛИКАТОВ, ФОСФАТОВ И УГЛЕРОДИСТЫХ СОЕДИНЕНИЙ.....	38
Практическая работа № 7. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА.....	55
Практическая работа № 8. ТИПЫ ГОРНЫХ ПОРОД.....	61
Практическая работа № 9. ОПИСАНИЕ КИСЛЫХ И СРЕДНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД.....	69
Практическая работа № 10. ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД.....	75
Практическая работа № 11. ИЗУЧЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД.....	81
Практическая работа №12-13. ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ХИМИЧЕСКОГО И ОРГАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ.....	89
Практическая работа № 14. ИЗУЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА.....	95
Практическая работа №15.	

ИЗУЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД КОНТАКТОВОГО И ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА	100
Практическая работа № 16.	
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА, ИХ ТИПЫ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ.	107
Практическая работа № 17.	
СОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОЛОНОК	112
Практическая работа № 18.	
ГОРНЫЙ КОМПАС. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД	116
ГЛОССАРИЙ.....	126
ЛИТЕРАТУРА	131

Редактор Ахметжанова Г.М.

Корректор Марданова Э.З.